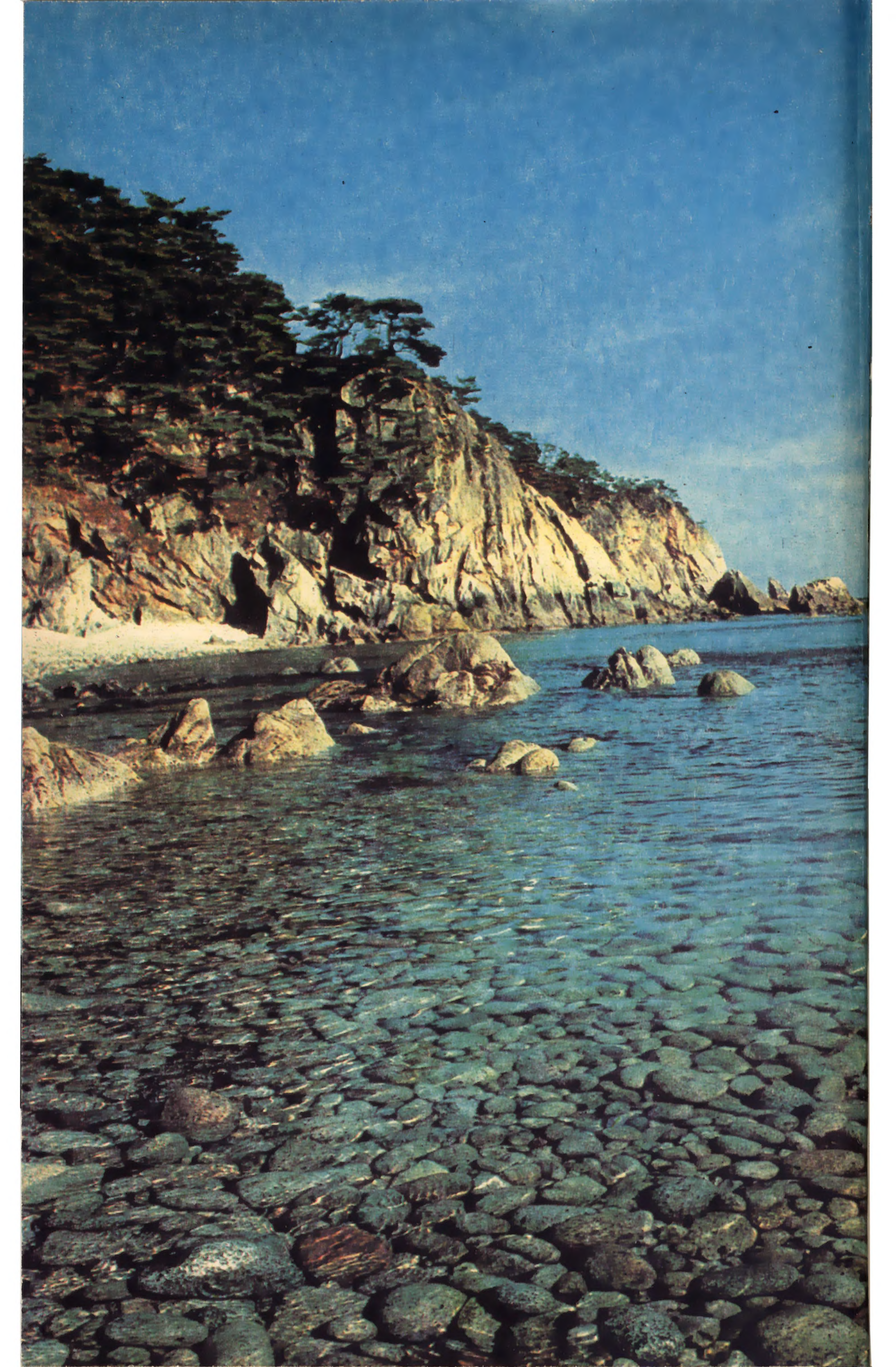
ПРИРОДА
МИРА



П. А. Каплин, О. К. Леонтьев,
С. А. Лукьянова, Л. Г. Никифоров

БЕРЕГА

МОСКВА «МЫСЛЬ» 1991

ББК 26.823
Б48

Редакции
географической литературы

Рецензенты:

доктор технических наук
В. Д. КОСТЮКОВ,
кандидат географических наук
А. С. ИОНИН

Художник серии
Л. Ф. ШКАНОВ

Оформление тома
А. И. ОЛЬДЕНБУРГЕРА

Художник-картограф
А. В. МАКАРОВА

$П \frac{1805040100\text{-}065}{004(01)\text{-}91} 67\text{-}90$

ISBN 5-244-00449-2

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы изучения природных явлений и одновременно проблема охраны окружающей среды становятся все более актуальными. Настало время выработать правильные критерии природопользования. Эта задача может решаться лишь при высоком уровне изучения природных явлений, в том числе и таких динамичных комплексов, как морские берега, развитие которых протекает при исключительно сложном взаимодействии разнообразных процессов.

Изучение морских берегов — задача весьма сложная. Морские берега развиваются в условиях тесного контакта твердой и жидкой оболочек Земли, атмосферы и биосферы, что определяет комплексность подхода к их изучению. Сложность эта еще более возрастает, если учесть, что морские берега подвергаются все усиливающемуся «давлению» со стороны человека, все более интенсивному хозяйственному освоению. Не только прибрежная навигация и прибрежное рыболовство — традиционные отрасли экономики, связанные с береговой зоной, — определяют сейчас ее хозяйственное использование. Оказалось, что ряд полезных ископаемых, прежде всего строительные материалы, имеют самое непосредственное отношение к морским берегам. В последние годы интерес к ним возрос также в связи с искусственным разведением различных морских организмов. Развитие судоходства требует создания новых портов. Кроме того, весьма выгодно размещать различные промышленные предприятия на морских берегах, в непосредственной близости от морских портов, поскольку перевозки по воде остаются наиболее дешевыми и массовыми. Огромное развитие «индустрии отдыха» также усиливает воздействие человека на природу береговой зоны.

В результате почти ста лет изучения морфологии и динамики берегов морей и океанов в СССР и за рубежом возникла самостоятельная научная отрасль — учение о морских берегах. Основы его были заложены еще американским ученым Д. Джонсоном (1919), но в разработке этого учения в его современном виде основная заслуга принадлежит советским исследователям, и прежде всего лауреату Ленинской премии профессору В. П. Зенковичу, автору крупнейшей монографии по этой проблеме — «Основы учения о развитии морских берегов» [1962]. В последующие годы по общей морфологии и динамике морских берегов появился ряд других монографий [*Леонтьев*. 1961; *Лонгинов*. 1962; *Сафьянов*. 1978; *Леонтьев и др*. 1975; *Bird*. 1976; *Shepard*. 1977, и др.], посвященных рассмотрению общих проблем, описанию процессов и форм, а также несколько справочных изданий [Морская геоморфология. 1980; Encyclopedia of beaches and coastal environments. 1982; The World's Coast line. 1985].

Последняя коллективная работа представляет собой современную сводку по региональной геоморфологии берегов мира. Ей предшествовала монография X. Валентина (*Valentin*. 1952), рассматривающая берега Мирового океана глобально, но она была опубликована более 30 лет назад и содержала очень сжатый региональный материал, который привлекался автором главным образом для обоснования предложенной им классификации морских берегов. Еще в меньшей степени заполняет этот пробел работа Дж. Мак-Гилла [*McGill*. 1958].

Между тем потребность в такой обобщающей работе на русском языке, в сводке по региональной географии морских берегов, достаточно велика. Мы надеемся, что предлагаемая вниманию читателя книга в какой-то степени заполнит этот пробел в географической литературе.

В книге дается освещение строения, особенностей развития и хозяйственного использования только берегов континентов и континентальных островов, т. е. островов, расположенных на подводных материковых окраинах и имеющих общие с материками геологическое строение и особенности рельефа. Океанические острова, к которым мы (вслед за Г. М. Игнатьевым) относим как острова переходных зон от океана к материкам (главным образом это островные дуги), так и острова в пределах ложа океанов и срединно-океанических хребтов, здесь не рассматриваются. Этот тип островов столь своеобразен и по ним в настоящее время имеется столь обширный материал, что они вполне заслуживают отдельного монографического описания.

Мы надеемся, что предлагаемое справочное издание позволит широкому кругу читателей использовать изложенный в нем материал как для общего знакомства с берегами Мирового океана, так и для получения спра-

вочных данных о природе, динамике, эволюции и хозяйственном использовании береговой зоны, окаймляющей континенты.

Структура книги требует некоторых пояснений. Довольно объемная на первый взгляд вводная глава в действительности представляет собой очень сжатое изложение основ общего учения о морских берегах — без этих основ нельзя достаточно уверенно овладеть собственно региональным материалом. Он представлен как характеристика берегов Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Большой объем первых двух глав, посвященных берегам Северного Ледовитого и в особенности Атлантического океанов, определяется тем, что по берегам этих океанов отсутствуют какие-либо сводные работы, а материала, который требуется суммировать и обобщить, к настоящему времени накопилось много. Значительно меньший объем главы, посвященной берегам Индийского океана, объясняется гораздо меньшей изученностью индоокеанских берегов. Относительно небольшой объем главы, в которой рассмотрены берега Тихого океана, в значительной мере объясняется тем, что по тихоокеанским берегам имеется специальная и весьма солидная монография, изданная под редакцией В. П. Зенковича [Берега Тихого океана. 1967]. Краткое описание берегов Антарктиды выделено в отдельную главу, поскольку благодаря особенностям природных условий их объединяет определенная общность строения, и описание этих берегов по разным океанам, омывающим Антарктиду, неизбежно сопровождалось бы значительными повторами уже сказанного ранее. Работа завершается кратким заключением, в котором подводятся некоторые общие итоги всего изложенного материала.

Главы I и II написаны О. К. Леонтьевым, глава III — С. А. Лукьяновой, глава IV — Л. Г. Никифоровым, глава V и VI — П. А. Каплиным. Введение и Заключение написаны О. К. Леонтьевым.

Глава I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Раздел 1

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ

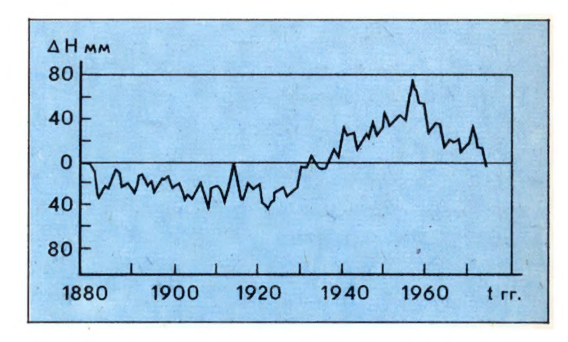
Береговая линия, берег, береговая зона

Береговая линия. Мировой океан в противоположность тому, что о нем иногда говорят поэты, отнюдь не бескрайний. Его единственной границей — а вместе с тем границей омываемых им материков и островов — является береговая линия.

Казалось бы, нет ничего проще понятия «береговая линия», и даже можно сомневаться, является ли это понятие научным, нуждающимся в обосновании. Однако попробуем все же дать определение береговой линии — и тут же убедимся в том, что это не так-то просто. Логически рассуждая, береговая линия представляет собой линию пересечения поверхности суши с поверхностью океана (моря). Тут же встает вопрос: при каком состоянии уровня океана? Ведь известно, что уровень океана непостоянен. Он меняется год от года, но может неоднократно меняться и в течение суток. Известно, например, что уровень Мирового океана за последние 300 лет неоднократно испытывал многолетние повышения и понижения в пределах 3—4 см на общем фоне слабого неуклонного повышения примерно на 1 мм в год. В период между 1924 и 1948 гг. скорость повышения уровня достигала 3 мм в год, затем несколько снизилась [*Клиге*. 1980].

Кратковременные, в том числе суточные, колебания уровня еще более значительны. Они определяются прежде всего приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями. Каковы масштабы этих колебаний? Как известно, высота приливов (отливов) меняется в течение месяца. При этом максимальная высота приливов (так называемые сизигийные приливы) может достигать 18 м (залив Фанди) и на значительной части побережья Мирового океана составляет 1—2 м. При длительных ветрах с моря происходит перемещение к берегу огромных масс воды, а при противоположных ветрах — перемещение воды от берега в море, и при этом уровень моря (океана) также может изменяться на несколько метров. Наконец, морское волнение, как это будет показано ниже, также создает нагон воды к берегу и, следовательно, обусловливает изменение уровенной поверхности в море или океане.

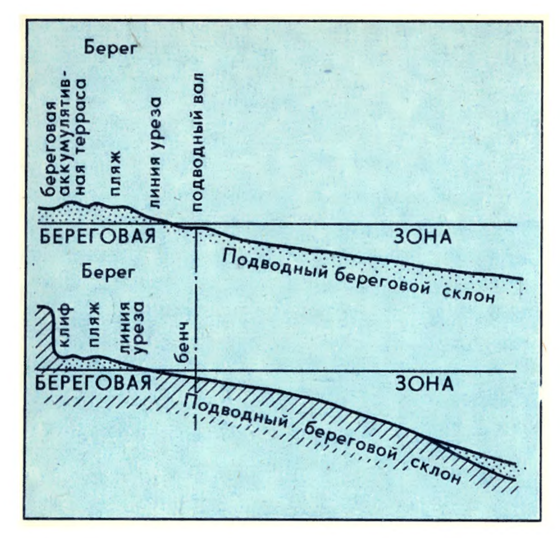
Таким образом, при попытке определения понятия «береговая линия», которое является совершенно необходимым, поскольку это



Колебания уровня Мирового океана за последние 100 лет [по *Клиге*. 1980]

уровень отсчета, к которому привязаны многие другие важные понятия, мы сталкиваемся с заметными трудностями. Их можно избежать, если сначала дать определение «урез воды». Согласно справочнику [Морская геоморфология... 1980] «урез воды — линия пересечения берегового подводного склона с поверхностью моря при отсутствии волнения». К этому надо было бы добавить — и приливов (отливов) и нагонов (сгонов) в данный момент. В этом случае *береговая линия*, согласно тому же справочнику, получает определение как среднемноголетнее положение *уреза воды*. Это и есть та линия, которая на мелкомасштабных географических картах отделяет океаны и моря от материков и островов.

Берег — это полоса земной поверхности, прилегающая к береговой линии со стороны суши и, если не учитывать прилив или нагон, ограниченная с этой стороны некоторой линией, отмечающей максимальное распространение потока воды, образующегося при разрушении морских волн, — прибойного потока. Приливы и нагоны, отодвигая эту границу в сторону суши, расширяют зоны берега, а отливы и сгоны сужают ее. В общем считают, что берег — это прилегающая к береговой линии полоса земной поверхности, периодически осушаемая или заливаемая и при данном уровне моря постоянно испытывающая воздействие волнения прибойного потока, приливов-отливов и сгонов-нагонов.



Разделение береговой зоны на основные элементы (верхний рисунок — аккумулятивный, нижний — абразионный) берега

Со стороны моря на неприливных морях к береговой линии примыкает полоса морского дна, которая при данном среднем уровне моря подвержена воздействию морского волнения, являющегося ведущим фактором динамики рельефа в пограничной полосе, располагающейся между сушей и открытым морем. Эта полоса морского дна называется подводным береговым склоном.

Совокупность берега и подводного берегового склона образует *береговую зону* [*Зенкович.* 1946, 1962; *Леонтьев.* 1961; *Лонгинов.* 1963; *Леонтьев и др.* 1975]. Это — зона современного постоянного взаимодействия суши и моря, одна из важнейших и наиболее ярко выраженных «контактных» зон в океане. Она представляет собой основной объект геоморфологии морских берегов — отрасли геоморфологии, изучающей формы рельефа земной поверхности, динамические процессы и отложения береговой зоны.

Заметим, что в научной литературе нередко для краткости вместо термина «береговая зона» употребляется термин «берег». Таким образом, термин «берег» имеет двойное значение: более узкое, обозначающее надводную и «земноводную» части береговой зоны, и более широкое, соответствующее понятию «береговая зона».

Г. А. Сафьянов [1978] совершенно прав, предлагая расширить понятие «береговая зона» путем включения в нее и прибрежных вод, контактирующих с подводным береговым склоном и берегом. По Г. А. Сафьянову, береговая зона — это определенное трехмерное пространство, включающее в поверхность моря и водную толщу, и дно; это пространство ограничено с одной стороны береговой линией, а с другой — створом, соответствующим нижней границе зоны активного воздействия волнения на дно моря.

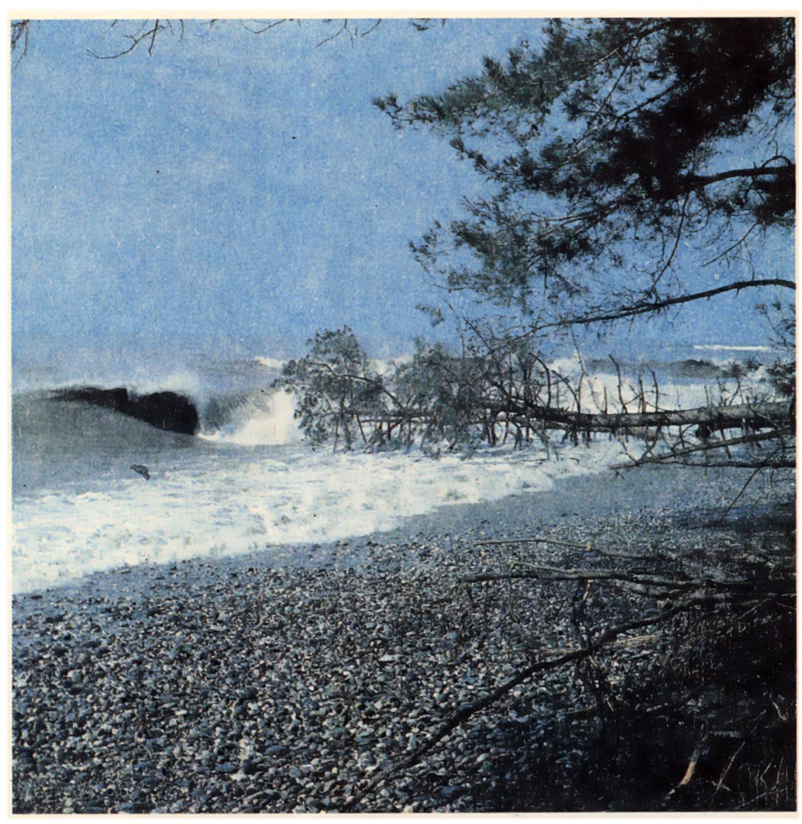
В последнее время в научной литературе появилась тенденция к замене термина «береговая зона» терминами «верхняя часть шельфа», «прибрежно-шельфовая зона» и т. д. Не говоря уже о неудобстве таких терминов и полном отсутствии мотивировки отказа от вполне четких и установившихся понятий «берег», «береговая зона», использование названных терминов неверно по существу. Шельф — это часть дна моря или океана, а речь идет о береговой зоне, которая, как мы видели выше, включает в себя и дно, и водную толщу, и поверхность воды.

Волны и берег

Большинство динамических факторов, действующих в береговой зоне, — различные виды движения воды. Важнейшими среди них являются ветровое волнение и производные от него гидрологические явления: зыбь, прибойный поток, волновые течения. Кроме того, большое значение имеют такие гидродинамические факторы, как приливо-отливные и сгонно-нагонные явления, включающие в себя как кратковременные изменения уровня моря или океана, так и связанные с ними течения, стоковые течения, цунами, рассеивание энергии постоянных течений на мелководьях, стоковые течения рек, стоячие волны (сейши).

Расчеты общего потока волновой энергии к берегам Мирового океана, выполненные Г. А. Сафьяновым [1978], показали, что минимальная его величина составляет около $3{,}1\cdot10^9$ кВт. Расчеты потока приливной энергии у океанских берегов дают величину $2{,}7\cdot10^9$ кВт. Постоянные океанические течения рассеивают на мелководьях около $0{,}2\cdot10^9$ кВт. Приведенные ориентировочные цифры ярко свидетельствуют об огромных энергетических ресурсах береговой зоны, которые используются пока в ничтожной мере.

Морское волнение. Ведущая роль морского волнения в динамике береговой зоны несомненна. Различают ветровое волнение и зыбь. Ветровое волнение возникает при воздействии движущихся масс воздуха — ветра — на водную поверхность. При этом в поверхност-



Умеренное ветровое волнение. Черное море

ном слое воды, толщина которого определяется скоростью и длительностью ветра, длиной его пути над водной поверхностью — «длине разгона», возникают колебательные движения. Сущность их заключается в том, что частицы воды приходят в движение по орбитам, располагающимся в вертикальной плоскости в направлении действия ветра. В идеальном случае эти орбиты имеют вид окружности, и, следовательно, скорости движения частиц во всех точках орбиты должны быть одинаковы. При этом частицы воды располагаются рядами, вследствие чего находящаяся в волновом движении поверхность представляется наблюдателю в виде чередующихся и расположенных параллельно друг другу ложбин и валов.

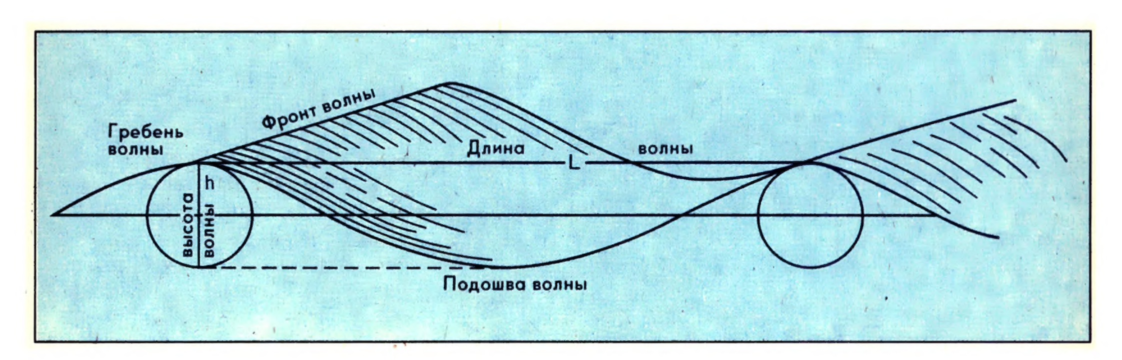
Благодаря небольшой вязкости воды при прекращении фактора, вызвавшего волнение, — ветра поверхность моря еще долгое время остается неспокойной. Напротив, после того, как ветер стих, происходит упорядочивание волнения: волны интерферируют, малые волны поглощаются большими, они приобретают симметричный поперечный профиль, упорядочиваются их высоты, длины, период, более или менее короткие и непараллельные ранее гребни волн выстраиваются в гряды волн большой протяженности, параллельные друг другу. Это — волны *зыби*.

Для характеристики морских волн используются следующие величины: высота волны h — превышение гребня волны над ложбиной; длина волны L — расстояние между двумя соседними гребнями; период T — время, в течение которого совершается полный путь частицы по орбите. В волне различают такие элементы, как гребень, склоны, ложбина, фронт, луч волны.

Морская волна обладает потенциальной и кинетической энергией. Полная энергия волны описывается формулой

$$E=\frac{1}{8}\varrho g h^2 L,$$

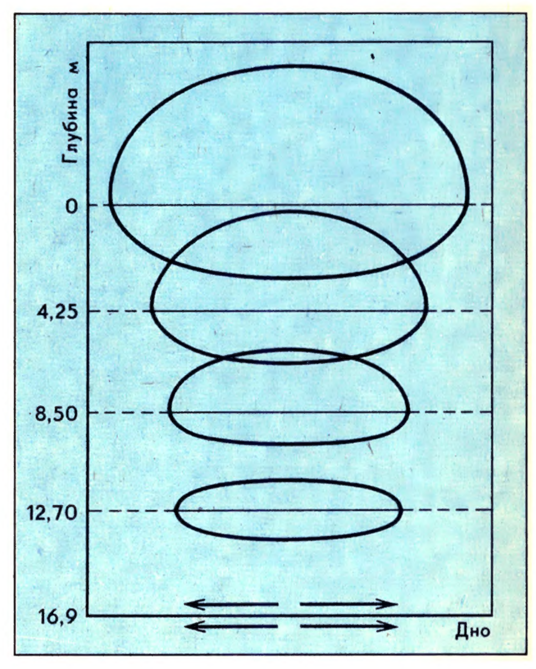
где ϱ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести. Из этой формулы видно, что важнейшее значение для характеристики энергии волны имеет ее высота.



Основные элементы и параметры волн

В теории морских волн доказывается, что размах волновых колебаний в толще воды при увеличении глубины в арифметической прогрессии уменьшается в геометрической прогрессии. Считается, что глубина, на которой еще следует учитывать воздействие волн на морское дно, составляет не более $^1/_2$ длины волны.

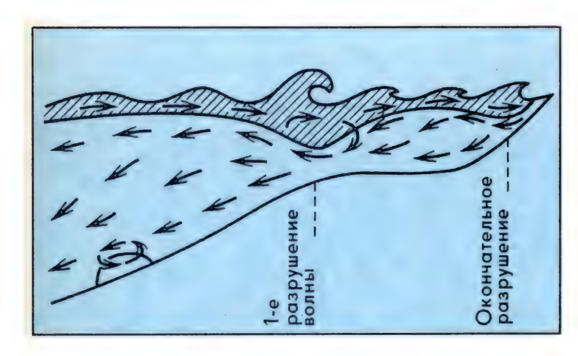
Различают волны глубокого моря и волны мелководья. Все сказанное ранее относилось к волнам глубокого моря. Волны мелководья — это те волны, которые проходят над глубинами, меньшими, чем $^1/_2$ длины волны. Значит, это такие волны, которые испытывают воздействие морского дна. Это воздействие, в частности, проявляется в том, что орбиты колеблющихся частиц воды деформируются и приобретают вид неправильных, сплющенных снизу эллипсов (рис. 4). В результате возникает неравенство орбитальных скоростей, которое получило название асимметрии скоростей: скорости движения частиц воды по орбите в сторону берега становятся больше, чем скорости движения, направленного от берега. Неравенство прямой и обратной волновых скоростей при такой деформированной орбите можно объяснить неравенством угловых скоростей в ее верхней и нижней частях, что хорошо видно на соответствующем рисунке, тогда как при круговой орбите угловые скорости в любых ее точках одинаковы.



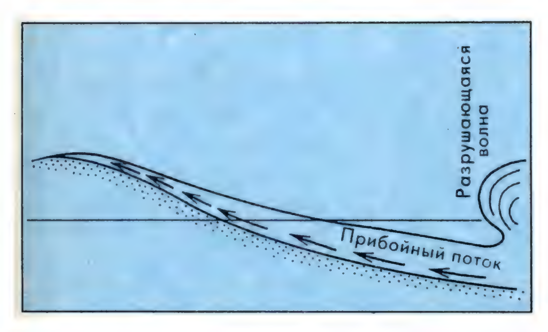
Характер орбит частиц воды в волне мелководья [по *Кондратьеву*. 1953]

Асимметрия скоростей волновых движений имеет очень важное значение для динамики наносов в береговой зоне. Она определяет разный характер движения частиц наносов в береговой зоне, имеющих разную крупность. Более крупные частицы могут прийти в движение лишь при больших скоростях, но эти большие скорости направлены в сторону берега. Следовательно, крупные частицы наносов на дне в береговой зоне в общем случае имеют тенденцию к движению вверх по склону, в сторону береговой линии. Мелкие частицы, напротив, в состоянии прийти в движение при очень малых скоростях, а при больших могут оторваться от дна, перейти во взвешенное состояние и затем оказаться во власти течений, направленных от берега.

Разрушение волн и прибойный поток. Деформация орбиты в волне сопровождается деформацией профиля волны. Передний склон волны по мере уменьшения глубины, т. е. по мере приближения к берегу, стано-



Волновой перенос в береговой зоне. Заштрихована та часть водной толщи, в которой перенос происходит в сторону берега. Стрелки — направление переноса [по *И. Леонтьеву* и *А. Сперанскому*. 1979]



Прибойный поток и распределение скоростей в нем

вится все круче. Наконец, крутизна склона достигает критической величины, и гребень волны, нависая над ложбиной, обрушивается. Такое разрушение волны происходит обычно на глубине, близкой по своему значению к 0,5—1,0h.

В силу неоднородности поля ветра волны даже при одном и том же волнении неодинаковы. Поэтому разрушение волн происходит в пределах хотя и вполне определенной, но все же довольно широкой зоны. В этой зоне волновое движение воды переходит в турбулентное, т. е. гидродинамика ее одновременно характеризуется остаточным волновым и накладывающимся на него турбулентным движением воды [*Шадрин*. 1981].

При разрушении волны ее гребень преобразуется в плоский поток воды, взбегающий на берег, — так называемый ***прибойный поток*** или ***накат***. Движение его происходит по инерции, которой обладает масса воды, образовавшей этот поток в результате обрушения гребня. Здесь уже колебательное движение воды практически полностью прекращается и сменяется турбулентным. Если берег имеет вид обрыва или уступа, прибойный поток ударяется об этот обрыв и гидравлически воздействует на него, в результате чего может происходить разрушение уступа прибоем — ***абразия*** берега. Если берег имеет вид аккумулятивной наклонной поверхности — пляжа, то прибойный поток, взбегая вверх по этой поверхности, теряет скорость, и затем, когда она достигает нулевого значения, происходит сток воды под действием силы тяжести, т. е. в направлении наибольшего уклона этой поверхности (***откат***). Прибойный поток и является тем фактором, который обусловливает перемещение наносов и их аккумуляцию на берегу, т. е. в пределах зоны, лежащей выше положения среднего уровня моря при спокойных условиях.

Прибойный поток представляет собой заплеск воды вверх по пляжу (накат) и сменяющий его обратный отток (откат). Прямой поток получает энергию при окончательном разрушении волны, а обратный — за счет силы тяжести. Максимум скорости прямого потока приходится на начало потока, вверх по пути его следования она уменьшается. Градиент скорости заплеска определяется одним параметром — уклоном поверхности, по которой взбегает заплеск.

По данным международного эксперимента «Любятовов-65», при волнении, характеризующемся высотой волны на подходе к береговой зоне 1 м, максимальная скорость прибойного потока в нижнем двухметровом (по протяжению) его отрезке составляла 4 м/с. Далее на последующих двухметровых отрезках скорость составляла соответственно 2,5; 2,2; 0,8; 0,6; 0,4 м/с [*Кирлис и др.* 1978].

Обратный поток наращивает свою кинетическую энергию при движении вниз, тем самым максимум его скорости также приходится на нижнюю часть зоны прибойного потока. Средние скорости обратного потока всегда меньше средних скоростей прямого.

По гидродинамическим условиям вся зона прибойного потока четко разделяется на три части: ту, которая в течение всего времени действия волнения находится под водой, на попеременно то осыхающую, то затопляемую и затопляемую только при экстремальных заплесках.

Прибойный поток у берегов Тасмании

Гидродинамическое разделение береговой зоны. Из вышесказанного следует, во-первых, что по гидродинамическим условиям она весьма неоднородна, а во-вторых, что она может быть разделена на три неравных по ширине, площади и объему подзоны: подводного берегового склона или, применительно к поверхности моря, подзону взморья; разрушения волн; прибойного потока. Такая дифференциация береговой зоны точнее отражает ее гидродинамическую неоднородность.

Волновые течения в береговой зоне

Волновые процессы, создавая неоднородность гидродинамического поля, обусловливают образование в береговой зоне различных течений, имеющих важнейшее значение прежде всего для литодинамических процессов, т. е. процессов перемещения осадочного материала. И. Ф. Шадрин [1981] различает *энергетические (вдольбереговые), градиентные, разрывные течения, компенсационные противотечения*. Кроме того, важную роль в динамике береговой зоны играют ветровые течения. При косом подходе волн к берегу возникает поток энергии, который состоит из вдольбереговой и нормальной к берегу составляющих.

Энергетическое (вдольбереговое) течение представляет собой перенос воды вдоль берега при косом подходе волн. Оно обусловлено вдольбереговой составляющей соответствующего волнового потока энергии и может быть выражено в любой части береговой зоны, но наиболее эффективно в подзоне разрушения волн. Считают, что примерно 0,15 общей энергии волны переходит в волновое энергетическое течение [*Шадрин*. 1981].

Градиентное течение возникает в случае наклона уровня моря вдоль берега, т. е. неоднородности положения уровенной поверхности. Такой наклон образуется вследствие неравномерности волнового нагона, неоднородности поля рефракции волн (см. ниже) или рельефа подводного берегового склона. Естественно, что такое течение прослеживается от участков с превышением уровня к участкам с пониженным уровнем.

Компенсационные противотечения занимают особое место в обмене веществом между прибойной зоной и зоной разрушения волн, с одной стороны, и зоной подводного берегового склона (взморья) — с другой. Причиной их возникновения является волновой нагон масс воды, возникающий за счет нормальной к берегу составляющей волнового переноса. У прямолинейного берега с параллельными изобатами возникают компенсационные потоки как отток излишков воды, направленные в море по нормали к изобатам. У изрезанных берегов картина может быть более сложной, но и здесь для каждого малого отрезка берега, который можно уподобить прямой линии, этот принцип выдерживается. В ряде случаев компенсационный отток осуществляется разрывными течениями.

Разрывные течения представляют собой также один из механизмов оттока вод от берега в море. Ф. Шепард [1951] различает в разрывном течении «питающие потоки», «горловину» и «головную часть». И. Ф. Шадрин полагает, что образованию разрывных течений способствует неоднородность рельефа или очертаний берега. Ниже будет показано, что неоднородность поля рефракции волн также может обусловить образование разрывных течений. Скорость разрывного течения, по Ф. Шепарду, может превосходить 1 м/с, оно захватывает большой объем воды и способно привести во взвешенное состояние крупные массы наносов.

В «головной части» разрывного течения происходит расширение и распластывание струи потока, скорости на некотором расстоянии затухают, и массы воды вновь вовлекаются в движение, направленное к берегу.

Ветровые течения и ветровой нагон

Ветровые течения, по И. Ф. Шадрину [1981], следует рассматривать как течения открытого моря, созданные полем ветра, заходящие в пределы прибрежного мелководья. Поскольку ветер действует обычно на большей площади, чем площадь береговой зоны, здесь могут действовать только периферий-

ные области ветровых течений. Источником энергии ветрового течения в береговой зоне является, как и в открытом море, энергия ветра, а основным механизмом, передающим энергию воде, — касательное напряжение. По абсолютной величине скоростей ветровые течения уступают волновым в 3—5 раз.

Ветровой нагон. Если ветровое течение непараллельно берегу, то оно неизбежно вызывает изменение уровня моря в береговой зоне. Длительные и сильные ветры, направленные с моря на сушу, обусловливают общее перемещение масс воды в сторону берега, причем при малых глубинах этим движением может быть охвачена вся толща воды.

Согласно расчетам скоростей нагонного ветрового течения, ураганный ветер скоростью 40 м/с создает градиентное течение со скоростью 4 см/с, способное вызвать повышение уровня около 6 см/км. Очевидно, что, чем больше длина пути ветра над водной поверхностью, тем больше подъем уровня, и, если, например, ураган проходит над морем до берега 100 км, подъем уровня у наветренного берега составит 6 м. При этом надо иметь в виду, что обычно у отмелых берегов размах колебаний уровня, связанный со сгонами и нагонами, больше, чем у приглубых.

Известны средние и экстремальные величины ветровых нагонов для различных регионов: так, для Белого моря средняя величина ветрового нагона 0,3 м, для Каспия — 0,5—0,7 м, для западного берега Желтого моря — 0,6 м. Но в году бывает немало штормов, вызывающих нагоны гораздо более высокие. В связи с этим ветровые нагоны создают большие проблемы во многих пунктах побережий Балтийского, Каспийского и многих других морей. Известно, например, что в Галвестоне (Мексиканский залив) высота нагона однажды достигала 6 м. На побережье моря Лаптевых нагоны могут достигать 6—7 м [*Тараканов*. 1978]. В некоторых районах побережья Мирового океана высокие нагоны накладываются на сизигийные приливы, и в этих случаях возникают катастрофические наводнения, как, например, в Бангладеше, где уровень воды может подняться на 10—11 м выше нулевой отметки.

Рефракция волн. Циркуляционные ячейки

Рефракция волн. При распространении волн в открытом море под некоторым углом к береговой линии фронт волны неодновременно вступает в пределы мелководья, т. е. одни, ближние к берегу его участки начинают испытывать воздействие дна раньше, чем другие, которые еще находятся над большими глубинами моря. В результате происходит замедление скорости распространения фронта волны на участке над мелководьем, тогда как часть фронта, находящаяся над глубоким морем, продолжает постепенный разворот фронта волны, тем больший, чем ближе в целом фронт волны располагается по отношению к береговой линии. Этот процесс разворота фронта волны получил название рефракции волн. Если рефракция осуществляется полностью, то фронт волны устанавливается параллельно береговой линии, и волны, таким образом, подходят к берегу уже под прямым углом.

Если береговая линия извилиста, состоит из

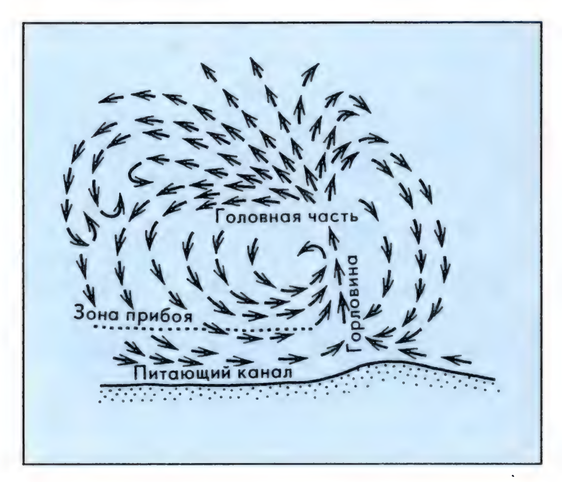
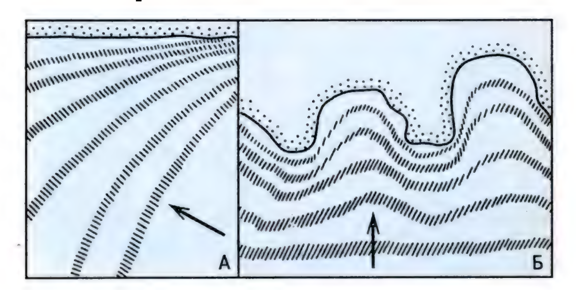


Схема разрывного течения
[по *Шепарду*. 1951]



Рефракция волн у ровного (А) и бухтового (Б) берегов. Ширина заштрихованных полос, изображающих фронт волны, соответствует энергии волны

чередующихся бухт и мысов, то фронт волны стремится стать параллельным каждому элементарному отрезку береговой линии, который можно уподобить прямой. В результате происходит изгиб фронта волны, при котором его очертания в смягченной форме как бы повторяют контуры береговой линии. При этом у мысов будет происходить сближение фронтов волн, а в бухтах — их расхождение, что отражает процесс концентрации волновой энергии у мысов и рассеивание ее в бухтах, так как количество удельной энергии на единицу длины фронта у мысов, где происходит как бы его сжатие, будет гораздо большим, чем в бухтах, где происходит растягивание фронта волны.

Для изучения этого явления строятся так называемые планы рефракции. Это чертежи, на которых системой линий показаны положения гребней волн на поверхности моря в зоне рефракции. С этой целью строится система *ортогоналей* — линий распространения луча волны, которые зависят от направления распространения волны на глубокой воде и от глубины моря, и по ним устанавливается положение гребня волны. При этом ортогонали в зависимости от очертаний берега и рельефа дна будут либо сходиться, либо расходиться, т. е. будут испытывать конвергенцию или дивергенцию. Так, у мысов, а также в местах, где изобаты располагаются близко друг к другу, отмечается конвергенция, а в заливах или на мелководьях — дивергенция. Там, где происходит конвергенция, имеет место концентрация волновой энергии, а на участках дивергенции — ее рассеивание, диссипация.

В соответствии с этим на участках конвергенции происходит увеличение высоты волны, а на участках дивергенции — ее уменьшение. Это неизбежно ведет к неравенству уровней моря на участках дивергенции и конвергенции.

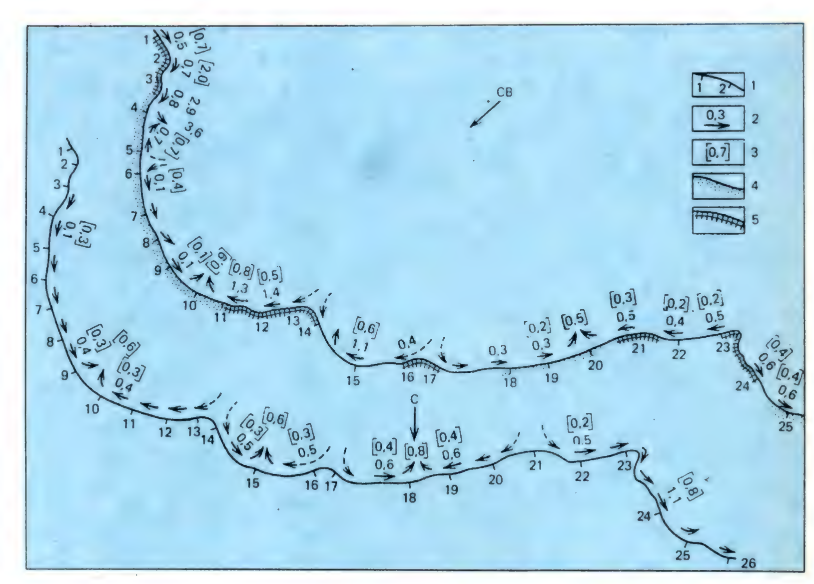
Циркуляционные ячейки. При наличии периодически повторяющихся вдоль берега возмущений волнового поля (в частности, при рефракции), заключающихся в неравенстве высот волн и отметок уровня вдоль берега, движение воды в горизонтальной плоскости должно распадаться на ряд замкнутых круговоротов или циркуляционных ячеек, обеспечивающих водообмен между областью неразрушенных волн и прибойной зоной [*Bowen*. 1969]. От участков с большой высотой волн и соответственно высоким уровнем моря, т. е. участков конвергенции, происходит отток к участкам дивергенции, где за счет слияния оттоков двух соседних циркуляционных ячеек образуется разрывное течение. Аналогичные циркуляции возникают и при таких ситуациях, как, например, чередование мысов и бухт, изменение глубин вдоль берега (например, в бухте будет образовываться разрывное течение, питаемое оттоком вод со стороны мыса). В наиболее общем случае образование циркуляционных ячеек — одно из важнейших следствий рефракции, так как последняя всегда отражает и особенности рельефа дна, и специфику контуров береговой линии.

Приливы и отливы

Расчеты показывают, что поток энергии прилива, вносимый в береговую зону, лишь немного уступает по своей величине потоку волновой энергии. Известно, что в зависимости от сочетания сил лунного и солнечного притяжения величина прилива в течение лунного месяца (28 дней) дважды достигает своего максимального и дважды минимального значения. Максимальные приливы называются *сизигийными,* поскольку они бывают в сизигии — в новолуние и в полнолуние. Минимальный прилив называется *квадратурным,* поскольку он наблюдается во время квадратур, т. е. первой и третьей четвертей фаз Луны. Наибольшая величина приливов в сизигии объясняется тем, что при новолунии и полнолунии Луна и Солнце находятся на одной прямой по отношению к Земле и их приливообразующие силы «складываются», а в квадратурах действуют под прямым углом друг к другу, вследствие чего во время этих лунных фаз приливы становятся наименьшими.

Известно, что сила притяжения прямо пропорциональна массе тела, но обратно пропорциональна квадрату расстояния между взаимодействующими телами. Поэтому приливообразующая сила Луны в 2,17 раза больше приливообразующей силы Солнца и является определяющей.

Физика приливов изучается со времени И. Ньютона, который на основе своей теории притяжения разработал так называемую статическую теорию приливов. Согласно



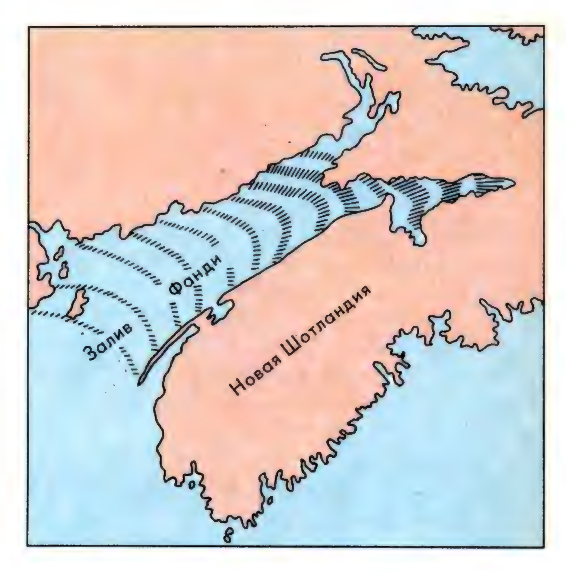
Циркуляционные ячейки.
1 — условная сеть опорных пунктов вдоль побережья;
2 — направление и скорость течений, м/с; 3 — расход взвешенных наносов, м^3/с; 4,5 — участки аккумуляции обломочного материала и размыва берега соответственно

этой теории, в частности, максимальная теоретическая величина прилива должна быть 0,8 м. Действительно, на многих океанических островах высота прилива близка к этой величине. Однако в иных районах побережья она во много раз выше, достигая максимума в заливе Фанди на северо-востоке Северной Америки — 18 м. Однако Ньютон при разработке статической теории сделал ряд допущений, которые, как оказалось в дальнейшем, являются причиной существенных отличий реальной картины от теоретической. Дальнейшая разработка теории приливов связана с Лапласом, который ввел представления о приливах как крупных волнах с очень большим периодом (от 0,5 до 1 суток). Поскольку возмущающие силы действуют на водную толщу океана периодически, они должны вызывать в океане периодические колебательные движения. Развитие учения о приливах обеспечило возможность предвычисления приливов, создания таблиц и атласов приливов.

Идея о волновой природе приливных явлений очень продуктивна еще и потому, что она объясняет наличие приливных и отливных течений, которые имеют важнейшее значение в транспортировке осадочного материала в береговой зоне и образовании различных береговых аккумулятивных форм рельефа.

При приливе масса воды устремляется к берегу, а при отливе — от берега в море. Это наиболее обычный вид приливного течения, который получил название *реверсивного.* Важной особенностью при этом является четко выраженное неравенство времен, а следовательно, и скорости прилива и отлива. Прилив менее продолжителен по времени, чем отлив, и приливное течение имеет бóльшую скорость, чем отливное.

В суживающихся к вершине заливах при прохождении приливной волны нередко наблюдается резкое возрастание ее высоты. В



Приливная волна в заливе Фанди. Ширина заштрихованных полос соответствует высоте прилива

суживающемся заливе общее протяжение фронта волны сокращается, происходит перераспределение энергии, что ведет к возрастанию высоты приливной волны.

При малой глубине в таком заливе для прохождения приливной волны очень важное значение имеет увеличение глубины во время прилива, а для отлива — уменьшение глубины в ходе отлива. К каким последствиям это приводит, мы можем увидеть на следующем примере [*Зубов*. 1947]. Представим себе, что в суживающийся залив с глубиной 8 м входит приливная волна, имеющая в открытом море длину 900 км. Пусть после вхождения в залив величина прилива достигает 4 м, тогда, по Лагранжу, скорость распространения гребня будет равна 10 м/с, а подошвы — только 7,73 м/с. Поскольку первоначальное расстояние между гребнем и подошвой равно 900:2=450 км, то гребень волны, ежесекундно проходя на 2,25 м больше, чем подошва, через 450 000:2,25=200 тыс. с, или примерно через 2,5 суток, нагонит подошву предшествовавшей волны. При слиянии гребня волны с подошвой предшествовавшей волны фронт волны принимает вид гигантского водяного вала с почти вертикальным фронтальным склоном, с большой скоростью распространяющегося вверх по заливу (или по приустьевому участку крупной реки, например Амазонки). Такой вид прилива получил название *бора* или *маскарэ*. Прохождение бора высотой более 5,5 м наблюдалось нами, например, в заливе Ханчжоувань, на побережье Восточно-Китайского моря. Скорость приливного течения при прохождении бора достигает здесь 7 м/с. В разных пунктах береговой зоны Ла-Манша максимальные скорости приливных течений в сизигии составляют от 3,5 до 11 км/ч.

В открытом море, в очень крупных заливах или широких проливах приливные течения не имеют реверсивного характера. Здесь нет того, что называется в прибрежных водах «кроткой водой», т. е. сменой прилива на отлив и обратно. Приливные течения здесь никогда не прекращаются. Частицы воды описывают сложные замкнутые орбиты, в горизонтальной плоскости близкие к окружности, нередко осложненные петлями. Эти течения получили название *вращающихся приливных течений*. Направление их в северном полушарии меняется по часовой стрелке, а в южном — против нее. Главной причиной возникновения вращающегося течения является воздействие силы Кориолиса и возникающее при этом изменение уровня моря, что и обусловливает непрерывное изменение направления течения и замкнутость его.

В береговой же зоне на общий реверсивный характер приливных течений накладывается влияние рельефа, очертаний берегов, наличие островов, узких проливов, что в конечном счете обусловливает большое разнообразие величины прилива, направления и скорости течений, образование встречных потоков, сулоев и водоворотов, ту сложную и впечатляющую картину, которая с такой художественной силой описана В. Гюго в романе «Труженики моря».

Раздел 2

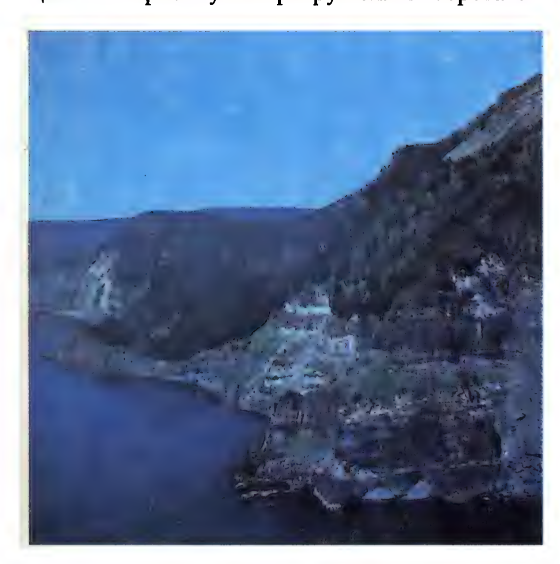
АБРАЗИОННЫЕ И АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Абразия и абразионные формы рельефа

Типы абразии. Работа волн в береговой зоне заключается в разрушении берега и подводного берегового склона, в переносе осадочного материала и в создании различных аккумулятивных форм рельефа берега. Разрушительная работа морских волн называется *абразией.* Она может осуществляться механическим путем: разрушение пород, слагающих берег, происходит под действием гидравлического удара прибойного потока, мгновенной компрессии и декомпрессии воздуха в трещинах пород в результате воздействия прибоя, а также путем бомбардировки и истирания горной породы обломками этой же или другой породы. Этот вид абразии назван *механической абразией* [*Зенкович.* 1962]. Разрушение пород, слагающих берег, может происходить также под воздействием растворяющей способности воды (*химическая абразия*) или ее термического эффекта (*термическая абразия*).

Механическая абразия берега возникает, если только часть энергии волн расходуется на перенос осадочного материала; тогда свободная от этой работы энергия волн превращается в работу по разрушению берега и подводного берегового склона. Другой случай — волны, приходящие с открытого моря, не успевают расходовать при прохождении над достаточно крутым подводным береговым склоном всей своей энергии; доносимая ими до берега неизрасходованная энергия превращается здесь в работу по разрушению берега. Наконец, третий случай — это концентрация энергии у мысов в результате рефракции у извилистого берега.

Профиль абразионного берега. Выработку профиля абразионного берега можно себе представить в следующем виде [*Зенкович.* 1946]. Существует какой-то сравнительно крутой береговой склон, подвергающийся



Интенсивно разрушаемый волнами берег

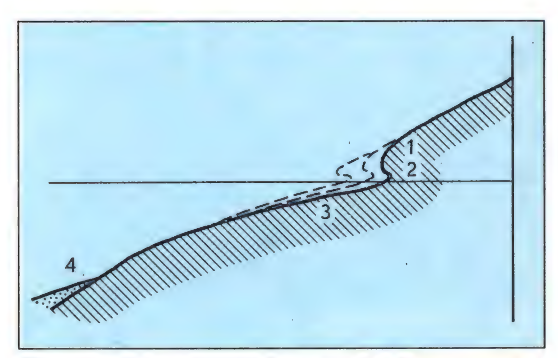


Схема отступания клифа и главные элементы абразионного берега

Волноприбойная ниша на южном берегу Тугурского залива

обработке волнами. Сначала вблизи уреза формируется за счет разрушения породы некоторая выемка, которая постепенно углубляется и расширяется. Это так называемая *волноприбойная ниша.* Ниже ее образуется слабо наклонная в сторону моря *волноприбойная площадка,* выработанная в том же блоке породы, что и волноприбойная ниша. Нависающий над нишей карниз вскоре подвергается обрушению, возникает отвесный уступ или обрыв, именуемый *клифом.* По мере возобновления волноприбойной ниши и новых обрушений карниза клиф продвигается в глубь суши. Море наступает на сушу, разрушая ее край, а перед клифом со стороны моря остается как бы след продвижения клифа в виде все расширяющейся волноприбойной площадки. Поскольку размыв блока породы происходит и под водой, но достигает максимума у береговой черты, профиль этой абразионной площадки, называемой *бенчем,* приобретает вид выполаживающейся в сторону суши выпуклой кривой.

Чем шире становится бенч, тем больше расширяется полоса прибрежного мелководья, тем самым абразия мало-помалу сама уничтожает возможность своего дальнейшего развития. По мере расширения бенча расход волновой энергии при прохождении над ним волн возрастает, клиф отступает все медленнее, процесс абразии постепенно затухает.

Классификация горных пород по их устойчивости абразии. Сам ход абразии, разумеется, будет в большой степени зависеть и от степени податливости породы размыву. О. К. Леонтьевым в 1961 г. было предложено разделить все породы по степени их сопротивляемости абразии на пять классов. Ю. Д. Шуйским и Г. А. Симеоновой [1976] были исследованы скорости абразии для каждого из выделенных классов. При этом оценивалась как скорость абразии в линейных величинах, так и удельные объемы абразионного смыва. Результаты показаны в табл. 1.

Приведенную классификацию следует дополнить еще несколькими классами. Во-

Таблица 1

Классификация горных пород по степени сопротивляемости абразии и скорость абразии [по Шуйскому и Симеоновой. 1976]

Класс	*Литологическая характеристика пород*	*Скорость абразии, м/год*		*Удельный абразивный смыв, м³/год*	
		клиф	*бенч*	*клиф*	*бенч*
I	Прочные скальные кристаллические, прочные метаморфические и осадочные породы (известняки, граниты и некоторые гнейсы)	—	—	—	—
II	Изверженные метаморфизованные, метаморфические, сцементированные осадочные и эффузивные породы (гнейсы, серпентиниты, сланцы, андезиты, туфобазальты и др.)	до 0,01	до 0,001	до 1—2	?
III	Выветрелые, слабопрочные осадочные и эффузивные породы, (сильно выветрелые кристаллические породы, мергели, глинистые и мергелистые известняки, аргиллиты, песчаники и туфы)	до 0,2	до 0,01	до 15—20	?
IV	Полускальные и глинистые, некоторые слабо сцементированные осадочные породы (песчаники, конгломераты, глины, суглинки)	до 5—8	до 0,05	до 50—120	до 150—200
V	Рыхлые несцементированные отложения (пески, супеси, слабо уплотненные суглинки, лёсс, галечники, несцементированные гравелиты)	до 15—20	до 0,1	до 200	до 250—300

Интенсивно размываемый торфяной берег

первых, классом осадочных несцементированных пород, представляющих собой смесь относительно мелких фракций и очень грубых обломков (например, моренный суглинок, материал конусов выноса в горных странах). Выделим их в VI класс. Во-вторых, следует особо выделить хорошо растворяющиеся породы или породы, сильно обогащенные хорошо растворимыми компонентами. Наиболее типичны здесь химически чистые известняки, галит (каменная соль), гипсы, сильно загипсованные или сильно засоленные глинистые и суглинистые породы. Это будут породы VII класса. И наконец, есть необходимость в выделении пород VIII класса — это многолетнемерзлые осадочные породы и лед.

Механизм абразионного воздействия волн и прибоя на слагающие берег породы весьма разнообразен. Заметную роль играет гидравлический удар прибоя, но для пород I—IV классов она невелика, так как пределы прочности этих пород значительно выше тех давлений, которые достигаются при ударе штормового прибоя. Так, например, известно, что во время очень сильного шторма в Дьеппе (Франция) гидравлический удар прибоя о клиф составил 6,9 кг/см^2, тогда как предел прочности в гранитах и известняках в 10—15 раз больше. Значительно эффективнее действует бомбардировка клифа твердыми частицами — обломками горных пород, а на бенче важную роль играет также истирание его поверхности обломками. Г. А. Сафьяновым [1973] была определена толщина слоя породы, отделяемого от поверхности породы при ударе с критической скоростью движения бомбардирующего обломка, — от 0,30 до 0,14 мм и объем удаляемого при этом материала для различных пород — от 0,10 до 0,02 мм^3.

Для абразивного воздействия небезразлична величина обломков, которыми бомбардируются или истираются стенки клифа или поверхности бенча. Гигантские глыбы или валуны не могут эффективно перемещаться, и их абразивное воздействие практически равно нулю. Очень мелкие частицы также не только не производят разрушение, но и сами не окатываются. По этому признаку и можно определить предельные размеры частиц, которые практически не создают абразивного эффекта. По расчетам Г. А. Сафьянова, эта величина составляет 0,26—0,56 мм.

Н. В. Есиным и др. [1980] было показано, что в абразионном процессе существенную роль также играет кавитация — явление разрыва жидкости в некоторых областях потока, где скорости движения воды достигают максимальных критических значений. При разрыве в жидкости образуются кавитационные полости в виде пузырей или пузырьков, заполненных парами воды, или воздухом, или растворенными в воде газами. Наиболее обычный случай, когда можно наблюдать кавитацию, — это кипение воды при ее нагревании до 100°С. При разрыве кавитационных полостей возникает мощное ударное давление, которое, в частности, прямо зависит от величины радиуса кавитационной полости. В области опрокидывания волны и ее разрушения кавитационные явления развиваются наиболее бурно.

Разрушение породы, слагающей клиф, в очень большой мере определяется также мгновенной компрессией и декомпрессией воздуха в микротрещинах в породе. Мощное сжатие воздуха происходит при ударе прибоя о клиф, а декомпрессия — после отката прибойной волны. А. М. Ждановым [1958] были получены осциллограммы, показывающие характер изменения давлений, возникающих момент удара прибойного потока в стенку лифа. Выяснилось, что при таком ударе возникает мгновенный (длительностью в несколько тысячных долей секунды) пик дав-

Формирование валунно-глыбовой отмостки при размыве берега

Высокий денудационный берег. Видны лотки камнепадов, питающих пляж наносообразующим материалом

ления, в несколько раз превышающий среднюю силу гидравлического давления при этом ударе. Этот пик и создает огромную компрессию в трещинах, в результате чего происходит расширение трещин, образование новых и разрушение породы.

Пространственная неравномерность абразионного процесса. Поскольку, как это показано выше, эффективность абразии в очень большой мере зависит от прочности горных пород, слагающих берег, в одних местах на побережьях Мирового океана, сложенных легко размываемыми породами, профиль берега близок к абразионному профилю равновесия, охарактеризованному выше, в других находится в той или иной степени приближения к нему, а в третьих, там, где берег сложен очень прочными породами, сохраняется тот профиль склона, который существовал до того, как установился современный уровень океана. Например, на Кольском п-ове известны гранитные береговые уступы, до сих пор сохранившие следы ледниковой обработки, т. е. за 10 тыс. лет эти склоны практически не были сколько-нибудь изменены абразией.

Мы уже знаем, что абразии благоприятствуют конвергенция ортогоналей плана рефракции, достаточно крутой исходный уклон подводного берегового склона, неполная загрузка береговой зоны осадочным материалом, который волны должны перерабатывать и перемещать.

Ортогонали при рефракции концентрируются у мысов, мысы же чаще бывают приглубыми. Следовательно, в ходе абразионного процесса в первую очередь должны срезаться выступы берега, т. е. происходить выравнивание берега. Однако и здесь очень важно, какими породами сложен берег.

Таким образом, на участках, сложенных легко размываемыми породами IV и V классов, скорость абразии велика, и преобразование их контура волновыми абразионными процессами может быть весьма значительным. В то же время берега, сложенные горными породами I класса, могут в течение тысячелетий сохранять свои первоначальные очертания.

Продукты разрушения горных пород абразией. Образующиеся в ходе абразии продукты разрушения горных пород, слагающих берег (обломочный материал), могут быть

различного типа. Прежде всего это огромные блоки и глыбы, обрушивающиеся со стенки клифа. Они обычно остаются на месте обрушения и очень медленно разрушаются ударами прибоя. Обломки размерами, соответствующими валунам или гальке (более 10 см и от 1 до 10 см соответственно), в особенности последней, активно участвуют в дальнейшем разрушении берега как материал бомбардировки и сами при этом также дробятся и окатываются. При дроблении получаются сравнительно мелкие обломки, соответствующие по размерам гальке и гравию (1—10 см и 1—10 мм), а при окатывании и истирании обломков или истирании породы в ее коренном залегании, на бенче, — тонкие алевритовые (0,01—0,1 мм) и пелитовые (мельче 0,01 мм) частицы. Между тем известно, что в береговой зоне резко преобладают песчаные отложения. Ниже будет показано, что источники поступления песка — иные, не связанные в основном с абразией.

По подсчетам, проведенным Г. А. Сафьяновым, ежегодно в океан поступает около 1 млрд т материала абразионного происхождения. Это во много раз меньше, чем количество материала, поступающего за счет твердого стока рек, но по отдельным бассейнам, например по Азовскому морю, абразионный материал, образующийся здесь в основном за счет размыва суглинков и лёссов, обнажающихся в береговых обрывах, играет основную роль в обеспечении береговой зоны обломочным материалом.

Валунно-глыбовые отмостки. Своеобразно протекает абразионный процесс в том случае, если берег сложен горными породами VI класса. Волны и прибойный поток, разрушая клиф, вымывают из этих пород мелкие фракции — песок, алеврит, пелит, а валунно-глыбовый материал остается на месте или испытывает лишь очень ограниченные перемещения. В результате на поверхности разрушающейся породы на бенче или у подножия клифа накапливается грубообломочный материал, из которого постепенно формируется настоящая броня, защищающая бенч и подножия клифа от дальнейшего размыва. Такие накопления, называемые валунно-глыбовой отмосткой, известны на берегах Балтийского [*Орвику*. 1961], Белого [*Медведев*. 1959] и некоторых других морей, побережья которых подвергались оледенению и характеризуются распространением валунного суглинка — донной морены. На Байкале сходные образования связаны с размывом пролювиальных конусов выноса.

Денудационные берега. Как видно из предшествующего описания, абразионный процесс сопровождается проявлениями гравитационных процессов — обвалов, оползаний, осыпаний. В ряде случаев, в особенности когда береговой уступ очень высок (несколько десятков, а то и сотня метров) и сложен кристаллическими или другими очень прочными горными породами, гравитационные процессы господствуют над всеми остальными, в том числе и над абразией. Например, на берегах Приморья (Японское море) и Восточной Камчатки на протяжении многих километров над морем высятся стометровые и даже более высокие обрывы, с которых происходит непрерывное осыпание материала, и у подножия такого обрыва образуются многочисленные, иной раз сливающиеся в единый шлейф, осыпные конусы. Эти осыпи и поставляют основную массу обломочного материала в зону прибоя, где он перерабатывается в прибрежно-морские наносы.

Такие берега еще нельзя называть абразионными, поскольку их развитие протекает за счет действия субаэральных, денудационных процессов. По существу все берега, не измененные морем, так или иначе подвержены воздействию субаэральных денудационных процессов, в связи с чем их целесообразно называть денудационными. Их можно рассматривать, очевидно, как самую начальную стадию развития морского берега. На более поздних стадиях образуются клифы, а также абразионные останцы — кекуры.

Химическая абразия наиболее распространена на берегах, сложенных известняками. На поверхности известняков возникают различные формы выщелачивания в виде борозд по трещинам или выемок по наиболее податливым участкам породы. Г. А. Сафьянов [1978] полагает, что наиболее реальные значения химической абразии составляют 0,5—5,0 мм в год. Там, где скорость механической абразии превышает эти величины, сохранение форм химической абразии невозможно. Вообще же скорость химической абразии зависит помимо гидродинамического режима от состава пород, слагающих береговой

Абразионная арка и кекуры — абразионные останцы на берегу полуострова Гамова

Морской карст и ниши растворения на полуострове Истрия

склон, и от свойств воды в водоеме. По уменьшению степени растворимости намечается последовательный ряд горных пород: галит, гипс, известняк, доломит. Чаще всего формы химической абразии развиты на берегах, сложенных известняками, что в первую очередь обусловлено широким распространением самих известняков.

Минерализация воды, и прежде всего степень насыщения ее компонентами, входящими в состав растворимой породы, определяет ее химическую агрессивность. Так, при пропускании воды через гипсовый песок со скоростью 1,4 см/с при толщине слоя 9 см она через некоторое время оказывается насыщенной гипсом на 92% и в дальнейшем уже теряет свою агрессивность по отношению к гипсу.

На скорость химической абразии влияет также температура воды, что имеет большое значение в связи с тем, что холодная вода способна растворять большее количество CO_2 и благодаря этому более агрессивна по отношению к известнякам. Однако скорость выщелачивания карбонатов определяется не только содержанием CO_2 в растворе, но и скоростью реакции образования бикарбонатов. Так, при повышении температуры на 20° количество растворенной углекислоты сокращается вдвое, но скорость реакции образования бикарбоната возрастает вчетверо, что ускоряет в этих условиях химическую абразию по сравнению с условиями холодных вод [*Сафьянов*. 1978].

Согласно тому же автору, химическая абразия имеет существенное значение при рассмотрении динамики берегов искусственных водохранилищ, сооружаемых в условиях значительной засоленности или загипсованности пород, слагающих их берега (например, берега Саратовского и Волгоградского водохранилищ).

Подобно тому как при механической абразии образуется волноприбойная ниша, благодаря химической абразии у подножия клифа формируется ниша выщелачивания, иногда гроты, а на стенке клифа — различные микро- и наноформы типа карров, карровых борозд и т. д.

Химическая абразия обычно комбинируется с механической и, хотя ответственна за образование некоторых специфических форм рельефа, все же не создает особого типа берега, а обычно лишь в той или иной степени осложняет морфологию «нормального» абразионного или абразионно-денудационного берега.

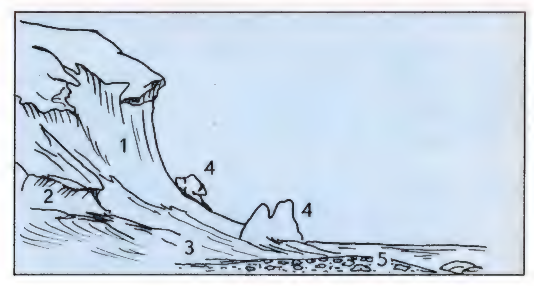
Термическая абразия и криогенные берега. Термическая абразия — это процесс разрушения берегов, сложенных мерзлыми породами или льдом. Механическое разрушение ледяных берегов практически мало осуществимо: предел прочности льда на сжатие составляет 16—62 кг/см^2, тогда как даже при сильных штормах волновая нагрузка на берегах редко достигает величин 5—10 кг/см^2. Однако благодаря передаче тепла воды льду последний

Прибойные карры и карстовый карниз на северном берегу острова Сокотра

тает; если лед сковывал рыхлые мерзлые породы, они подвергаются разжижению и солифлюкции. Берег под действием всех этих явлений быстро разрушается.

Есть данные об исчезновении под действием термоабразии довольно крупных островов. Так, острова Семеновский и Васильевский в море Лаптевых буквально растаяли в течение всего лишь одного столетия. При размыве Семеновского, например, по данным Я. Я. Гаккеля, берег в некоторые годы отступал со скоростью до 55 м в год. В море Бофорта в 1854 г. существовал о. Боулдер. Уже в 1914 г. на месте этого острова была обнаружена только банка [*Арэ*. 1980].

Вообще же скорость термической абразии в большей мере зависит от литологического состава мерзлых пород. Очень быстро разрушаются берега, сложенные чистым льдом, например край ледника, спускающегося в море, или клиф, сложенный жильным или ископаемым льдом. Скальные породы даже при их отрицательных температурах подвержены лишь механической абразии, так как для термической абразии необходима льдистость породы, а она возможна лишь для рыхлых (ранее, до замерзания) отложений. Нередко породы, слагающие берег, представляют собой так называемый «ледовый комплекс» — это алевриты, реже пески, скованные льдом, который составляет до 50% от общего объема породы. При таянии таких пород образуется большая масса рыхлого материала, который затем либо уносится течениями за пределы береговой зоны, либо служит в качестве наносов при построении различных береговых аккумулятивных форм.



Элементы термоабразионного берега (остров Маастах). 1 — термоабразионный клиф, сложенный жильным льдом; 2 — ниша вытаивания; 3 — ледяной бенч; 4 — глыбы торфа, свалившиеся с бровки клифа; 5 — береговой вал из продуктов термоабразии

В табл. 2 приведены данные о скоростях термической абразии на некоторых участках Арктического побережья.

При термическом действии морских вод на мерзлые породы, слагающие берег, у подножия берегового уступа формируется ниша вытаивания. На Новосибирских островах глубина этих ниш достигает 10 м. По мере увеличения глубины ниши вытаивания происходит обрушение нависающего карниза, стенка клифа отступает, и у его подножия начинает формироваться новая ниша.

Термоабразионные берега, как видно из сказанного, очень специфичны как по процессу, их формирующему, так и по морфоло-

Термоабразионный клиф на острове Муостах с байджерахами. Видны ниши вытаивания, пляж из продуктов термоабразии

Таблица 2

Скорость термической абразии при различных литологических условиях [по Ф. Э. Арэ. 1980]

Место наблюдений	*Литологический состав*	*Высота клифа, м*	*Средняя скорость отступания, м/год*
О. Моржовец	Пески, глины с примесью щебня, торф	12	39,5
П-ов Канин, восточный берег	Рыхлые четвертичные	?	2
Ледник Седова (Земля Франца-Иосифа)	Лед	?	18—20
П-ов Быковский, море Лаптевых	Ледовый комплекс	15	6
О. Муостах, там же	То же	26	18
Благовещенский пролив (Вост.-Сибирское море)	То же	30	3
О. Флаксман, море Бофорта	Суглинок, гравий со льдом	?	4,5
Мыс Себайна, там же	Песок, гравий, погребенный лед	?	15—25
Мыс Барроу	Ледовый комплекс	9	3,3
Новосибирские о-ва	Жильный лед, ледовый комплекс	5—20	10—12

гии. Над нишей вытаивания образуется отвесный клиф. Он нередко бывает осложнен термоабразионными останцами, байджерахами (накоплениями вытаявшего обломочного материала), булгунняхами (отпрепарированными ледяными буграми пучения). Верхняя часть термоабразионного уступа в летнее время подвержена термоденудации [*Арэ*. 1980] — тепловому воздействию атмосферы. Оттаявшие породы приобретают текучесть, и в тихую погоду летом у подножий термоабразионных уступов накапливаются солифлюкционные шлейфы. Во время волнения они размываются прибойным потоком, происходит волновая сортировка оттаявшего обломочного материала. Алевритовые частицы выносятся волновыми течениями, а песок и грубообломочный материал вовлекаются в продольное или поперечное перемещение наносов, участвуют в формировании различных береговых аккумулятивных образований.

Специфика термоабразионных берегов вызывает необходимость в выделении особого типа криогенных берегов, к которым целесообразно отнести как термоабразионные берега, сложенные мерзлыми породами, так и ледяные берега.

Перемещение наносов в береговой зоне

Прибрежно-морские наносы. Прибрежно-морскими наносами называют подвижные скопления осадочного материала различного происхождения, образующиеся в береговой зоне и подверженные практически постоянному воздействию волновых колебаний и прибрежных течений воды.

В состав наносов входят осадочные частицы различного генезиса. Один из источников поступления осадочных частиц был уже назван — это абразия (как механическая,

так и термическая). Терригенный[1] осадочный материал поступает в береговую зону также в виде твердого стока рек, путем эолового приноса, путем разноса айсбергами, за счет денудации береговых склонов, обвалов, осыпей.

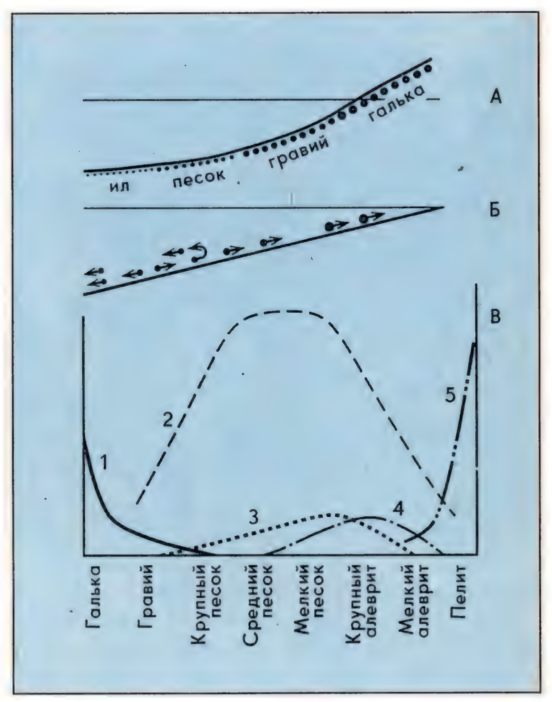
Большую роль в составе береговых наносов могут играть биогенные компоненты. Они образуются за счет накопления раковин моллюсков и продуктов их разрушения, обломков кораллов, известковых водорослей, губок. В ряде случаев существенное участие в составе наносов могут принимать вулканогенные продукты, хемогенный материал (например, крохотные известковые конкреции — оолиты).

По размерам частиц наносы представлены широким диапазоном фракций. Например, на берегах Охотского моря, в районе м. Куприянова, наблюдались валуны явно морской обработки до 0,5 м в поперечнике, а В. П. Зенкович [1946] упоминает даже о еще более крупных окатанных обломках, входящих в некоторых случаях в состав наносов. С другой стороны, очень мелкие частицы (мельче 0,01 мм в диаметре) не характерны для наносов береговой зоны, так как такие частицы очень подвижны и в пределах береговой зоны в большинстве случаев нет условий для их осаждения и накопления. Обычно тонкие частицы оседают здесь лишь в затишных участках, например на дне лагун. Преобладают в составе прибрежно-морских наносов песчаные частицы, которые выносятся в береговую зону реками и ветром.

Характеристика наносов по крупности составляющих их частиц называется гранулометрическим составом наносов. Частицы определенной градации называются фракциями. В широко принятой классификации Института океанологии АН СССР выделяются следующие фракции:

Более 1 м в поперечнике	—	глыбы
10 см — 1 м —»—	—	валуны
1 см — 10 см —»—	—	галька
1 мм — 1 см —»—	—	гравий
0,5 мм — 1,0 мм —»—	—	крупный песок
0,25 — 0,5 мм —»—	—	средний песок
0,10 — 0,25 мм —»—	—	мелкий песок
0,05 — 0,10 мм —»—	—	крупный алеврит
0,01 — 0,05 мм —»—	—	мелкий алеврит
Менее 0,01 мм —»—	—	пелит

[1] Терригенный — материал, образующийся в результате разрушения пород, слагающих сушу или подводный береговой склон.



Сортировка материала по крупности и минералогическому составу. А — сортировка по профилю. Рис. Б. поясняет приуроченность крупного материала к приурезовой зоне. Рис. В. показывает распределение минералов различных групп по тем или иным фракциям гранулометрического состава. 1 — обломки горных пород; 2 — кварц; 3 — тяжелые минералы группы турмалина с большим удельным весом и высокой твердостью; 4 — тяжелые минералы с очень большим удельным весом, но более мягкие, чем минералы группы 3 (группа циркона); 5 — слюды [по *Страхову*. 1954]

Соответственно по названию преобладающей фракции называются и сами наносы — галечники, гравий, крупный, средний или мелкий песок. Отложения, состоящие из алевритов, называются «крупный алеврит» и «мелкоалевритовый ил», из пелита — «глина».

Высокая подвижность составляющих наносы частиц является очень важной отличительной чертой рассматриваемого типа отложений. Она обусловливается приуроченностью наносов к наиболее подвижной динамической зоне — зоне волнового воздействия на дно и берега морей и океанов. В ходе многократных передвижений частиц наносов происходит их сортировка, т. е. дифференциация по крупности и составу, а также ока-

Ракушечные наносы с одного из каспийских пляжей

Низменный аккумулятивный берег с пляжем из кораллового песка. Остров Сокотра

тывание, т. е. обработка их поверхности.

Главный механизм сортировки — это соотношение между весом (определяемым крупностью и минералогическим составом) частиц и усилиями, прилагаемыми к перемещению частиц под действием волновых движений воды. Поэтому на пляже и прилегающей к нему части подводного берегового склона сосредоточиваются крупные наносы, в средней части подводного берегового склона — наносы средней крупности, а в нижней, где длительное время между штормами в придонном слое воды может быть затишье, отлагаются наиболее мелкие наносы.

Окатывание, т. е. обработка поверхности осадочных частиц, происходит в ходе соударения этих частиц, а также их истирания при волочении по дну или в результате ударов обломков о коренные породы. При этом отмечается наиболее хорошая окатанность крупных обломков — от гальки до крупных песчаных частиц включительно. Зерна мелкого песка и алеврита обычно неокатаны. Это происходит потому, что на поверхности мелких частиц образуется защитная «оболочка» пленочной воды, защищающей частицу от ударов. К тому же сила соударений и сама вероятность таких соударений для мелких частиц весьма невелики.

Крупные наносы — валуны, галька, гравий, крупный песок — обычно перемещаются волнами и прибойным потоком по дну или по поверхности пляжа. Это — влекомые наносы. Но уже средний и мелкий песок во время волнения перемещается во взвешенном состоянии, не говоря уже об алевритовых и пелитовых частицах. Н. А. Айбулатовым убедительно показано, что не менее 90% объема песчаных наносов переносится волнами и прибоем во взвешенном состоянии. Все, что излагается ниже, относится главным образом к влекомым наносам. Заметим, что к ним относятся также и крупные биогенные наносы, например ракуша.

Выработка профиля динамического равновесия берега. Представим себе некоторый исходный достаточно отлогий профиль подводного берегового склона, который подвергается воздействию волн, распространяющихся под прямым углом к береговой линии. Допустим, что он имеет одинаковые уклоны на всем протяжении и сложен наносами одинаковой крупности. Поскольку ско-

Выработка профиля равновесия берега, сложенного наносами [по *Зенковичу*. 1946]

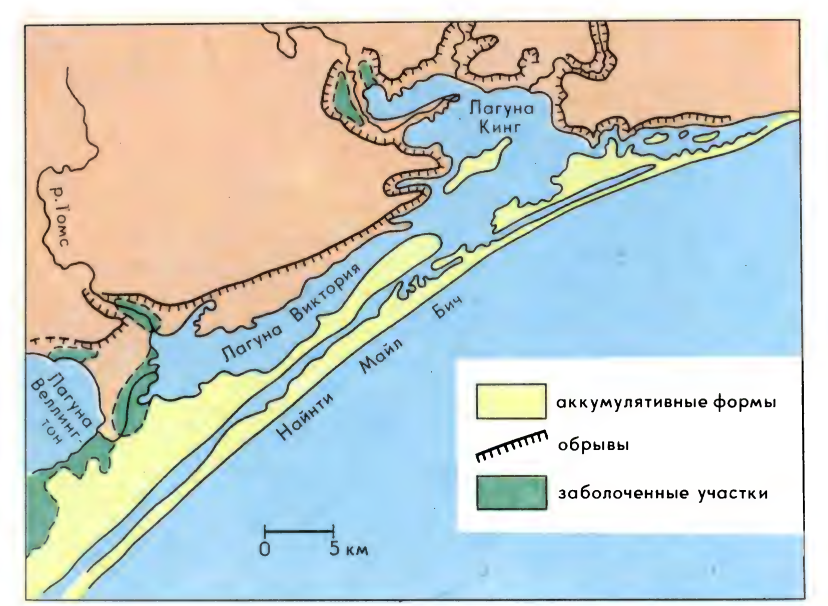
рости волновых движений у дна в разных точках профиля неодинаковы, возрастая по направлению к береговой линии, на профиле возникает зона, из которой материал выносится к берегу. Ниже этой зоны в некоторой точке «прямые» скорости (т. е. скорости движения воды, направленного к берегу) уравновешиваются скоростями движений воды, направленных от берега, действием силы тяжести, направленной также вниз по склону. Следовательно, в этой нейтральной точке никакого итогового перемещения частиц наносов не происходит. Ниже нейтральной точки устанавливается зона выноса материала вниз по склону. Поскольку положение нейтральной точки непостоянно, так как оно зависит от уклонов и глубин, обе зоны выноса материала в конечном счете сольются. В результате вырабатывается закономерный вогнутый профиль дна, состоящий в средней части из выработанного участка, а в верхней, т. е. у береговой линии, и в нижней, т. е. у основания подводного склона, из аккумулятивных участков. Такой профиль может рассматриваться как профиль динамического равновесия, поскольку в каждой его точке действие итоговых волновых движений, направленных к берегу или от берега, будет уравновешиваться действием силы тяжести, определяемым уклоном, закономерно изменяющимся в каждой точке профиля [*Зенкович*. 1946,1962].

Береговые аккумулятивные формы

Береговые формы, образующиеся при поперечном перемещении наносов. Рассмотрение процесса выработки профиля динамического равновесия дает нам представление об общей тенденции поперечного перемещения наносов на дне и о характере выработки профиля подводного берегового склона, сложенного наносами, легко приходящими в движение. Мы видим, что в силу рассмотренных выше условий большая часть материала аккумулируется у береговой черты. Эта форма аккумуляции, возникающая благодаря набрасыванию наносов прибойным потоком у береговой черты, называется *пляжем*. Собственно, на аккумулятивных побережьях пляж и образует берег в узком смысле этого слова.

При очень отлогом профиле подводного склона и большей мощности слоя залегающих на нем наносов объем перемещаемого вверх по склону материала может достигнуть того предела, при котором волны уже не могут полностью перемещать его далее к берегу, еще на каком-то расстоянии от береговой линии. Тогда аккумуляция этого материала начнется еще на дне, на том или ином расстоянии от береговой линии. Образующаяся аккумулятивная форма будет иметь большую протяженность, и, поскольку речь идет о подходе волн к берегу под прямым углом, располагаться параллельно берегу. Такая форма сначала образуется как подводная, затем отдельные ее участки будут выступать над уровнем моря, образуя аккумулятивные острова. В дальнейшем она становится надводной, причленившись к каким-либо выступам исходного контура берега и отделив часть прибрежной акватории моря от остальной части моря. Такая аккумулятивная форма называется *береговым баром* [*Зенкович*. 1946], а в иностранных работах — береговым или островным барьером (*Shepard*. 1963]. В

Песчано-галечный пляж на юге Приморья



Лагуны и береговые бары на юго-восточном побережье Австралии [по *Берду*. 1976]

Залив на южном берегу Охотского моря с отсоединенной лагуной

зависимости от стадии развития можно говорить о подводном, островном и собственно береговом барах [*Леонтьев*. 1961]. Отчлененная баром акватория называется *лагуной*.

Береговые бары, представляющие собой узкие, но огромные по длине (многие десятки, а то и сотни километров) полосы аккумулятивной суши, как и отделяемые ими лагуны, широко распространены на берегах Мирового океана. Причина этого в том, что современная береговая зона морей и океанов формировалась в условиях послеледниковой трансгрессии Мирового океана, т. е. так же, как и значительная часть шельфа. При этом затоплению нередко подвергались обширные аккумулятивные равнины, сложенные аллювиальными, флювиогляциальными или эоловыми наносами. Эти массы наносов под воздействием волнения приходили в движение и аккумулировались либо на берегу, образуя интенсивно нарастающие аккумулятивные террасы в виде целого ряда примыкающих друг к другу пляжей — *береговых валов*, составляющих в совокупности аккумулятивные береговые террасы, либо на некотором расстоянии от берега в море, формируя береговые или островные бары (береговые и островные барьеры).

Продольное перемещение и потоки наносов. Процесс рефракции волн может осуществляться не полностью, и поэтому на практике мы часто встречаемся с подходом волн к береговой линии под острым углом. Тогда наносы могут перемещаться вдоль берега [*Зенкович*. 1946]. Это перемещение частиц наносов происходит по ломаным или параболовидным траекториям, описываемым частицами в зоне пляжа или на подводном склоне. При этом максимальная скорость продольного перемещения наносов достигается в том случае, если волны подходят к берегу под углом, близким к 45° (угол φ).

Явление массового перемещения наносов вдоль берега в одном направлении за значительный промежуток времени называется *потоком наносов* [*Зенкович*. 1946]. Говоря, например, о береговом потоке наносов (т. е. о тех наносах, которые перемещаются вдоль берега по пляжу), можно различать такие количественные характеристики потока наносов, как его *мощность*, *емкость* и *насыщенность*.

По В. П. Зенковичу [1946], *мощность* (или расход) потока наносов — это то количество наносов, которое перемещается через данное

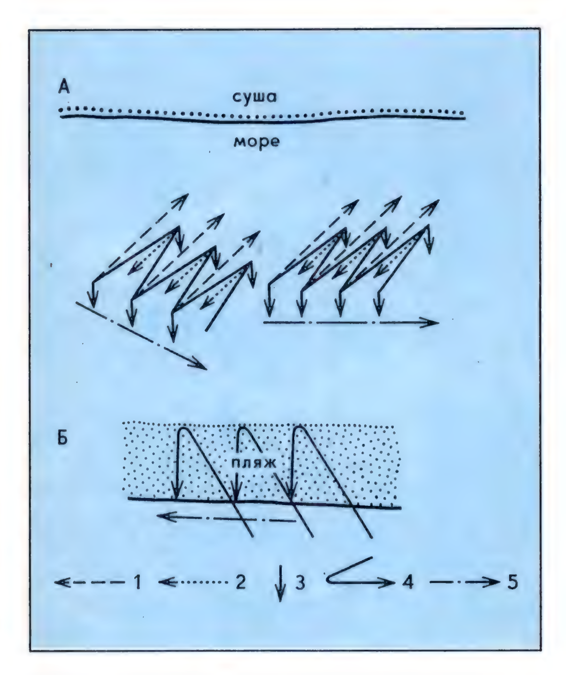


Схема вдольберегового перемещения наносов: А — на подводном береговом склоне, Б — на пляже. 1 — направление движения воды при прохождении гребня волны; 2 — то же при прохождении ложбины (подошвы) волны; 3 — направление действия силы тяжести на наклонной поверхности; 4 — траектория, описываемая частицей наноса; 5 — направление итогового перемещения частиц наносов [по *Зенковичу*. 1962]

сечение подводного берегового склона или пляжа за год в одном определенном направлении. Оно складывается из алгебраической суммы подвижек наносов в различных направлениях, поскольку в течение года ветры и вызываемые ими волны могут иметь разные направления. *Емкостью* потока наносов называется способность потока при данных среднегодовых гидродинамических условиях перемещать определенное количество наносов. Если мощность потока равна емкости, то поток насыщен, т. е. это означает, что вся волновая энергия здесь расходуется на перемещение наносов.

Если мощность потока наносов меньше емкости, поток ненасыщен, и часть энергии волн свободна от работы по перемещению наносов. На таких не насыщенных наносами участках берега будет происходить размыв, абразия берега. Мощность (расход) потока наносов измеряется в тыс. м³/год.

Представляет определенный теоретический и практический интерес вопрос о соотношении поперечного и продольного перемещения наносов в береговой зоне. Это вопрос дискуссионный. Так, П. А. Каплин и др. [1971] считают, что на берегах океанов преобладает поперечное перемещение наносов, о чем, в частности, свидетельствует широкое распространение береговых и островных баров. Г. А. Сафьяновым [1978] были проведены соответствующие расчеты, которые позволили ему сделать заключение, что «различие поперечного и продольного перемещения... имеет количественный, а не качественный характер и касается главным образом ширины зоны воздействия волнения на дно» [1978. С. 80].

Аккумулятивные формы, образующиеся при продольном перемещении береговых наносов. Если на каком-то сечении береговой зоны количество поступающих наносов станет превышать емкость потока на этом участке, часть наносов выпадает из движения, т. е. будет аккумулироваться. В зависимости от особенностей контура берега, который при прочих равных условиях будет определять угол подхода волн и емкость потока наносов, может быть выделено несколько определенных случаев образования береговых аккумулятивных форм [*Зенкович*. 1946].

Выше отмечалось, что наиболее благоприятным для перемещения наносов является подход волн под углом 45°. Значит, всякое отклонение в ту или иную сторону от этого угла ведет к уменьшению емкости потока и, следовательно, способствует образованию аккумулятивных форм.

Первый случай образования аккумулятивной формы в зависимости от особенностей контура берега получил название «заполнения входящего угла контура берега». На рис. на с. 31 (I) видно, что на участке БВ угол подхода волн приближается к прямому, т. е. его значение сильно отличается от 45°. Следовательно, емкость потока здесь резко понижается, начинается отложение поступающих сюда с прежней скоростью наносов. Образуется аккумулятивная терраса, которую называют *формой заполнения входящего угла контура берега*. Поскольку эта форма на всем своем внутреннем периметре примыкает к исходному контуру берега, ее можно назвать также *примыкающей формой*.

Второй случай назовем *огибанием выступа берега* потоком наносов (см. рис. II). У точки Б происходит резкое уменьшение угла подхода волн. К тому же за счет огибания выступа берега волнами (дифракция) происходит растяжение фронта волны, следовательно, уменьшается удельная энергия волны. Емкость падает. Начинается отложение материала. Новые порции наносов наращивают образующуюся аккумулятивную форму с внешней стороны, на тыльную ее сторону наносы проникать не будут, поэтому растущая форма будет все больше отделяться своим окончанием от исходного берега. Образуется аккумулятивная форма, получающая название *косы*. Поскольку ее окончание не примыкает к исходному контуру берега, такое образование можно назвать *свободной формой*.

Третьему случаю В. П. Зенкович дал название *внешней блокировки берега*. Остров «О», расположенный перед отрезком берега АБ, защищает отрезок берега ГД от волн открытого моря. Здесь возникает «волновая тень». Параметры волн в «волновой тени» резко уменьшаются, емкость потока снижается, начинается аккумуляция наносов. Сначала образуется примкнувшая форма — аккумулятивный выступ, который по мере нарастания внешнего края становится свободной формой. Рост этого образования будет продолжаться до тех пор, пока оно своим окончанием не перегородит пролив и не причленится к острову. Такое образование называется *переймой* или *томболо*. Аналогичная форма может получиться при блокировании берега мысом, тогда возникает *пересыпь* (рис.). Переймы и пересыпи относятся к классу замыкающих аккумулятивных форм. Заметим, что замыкающие аккумулятивные формы могут образоваться и при поперечном перемещении наносов.

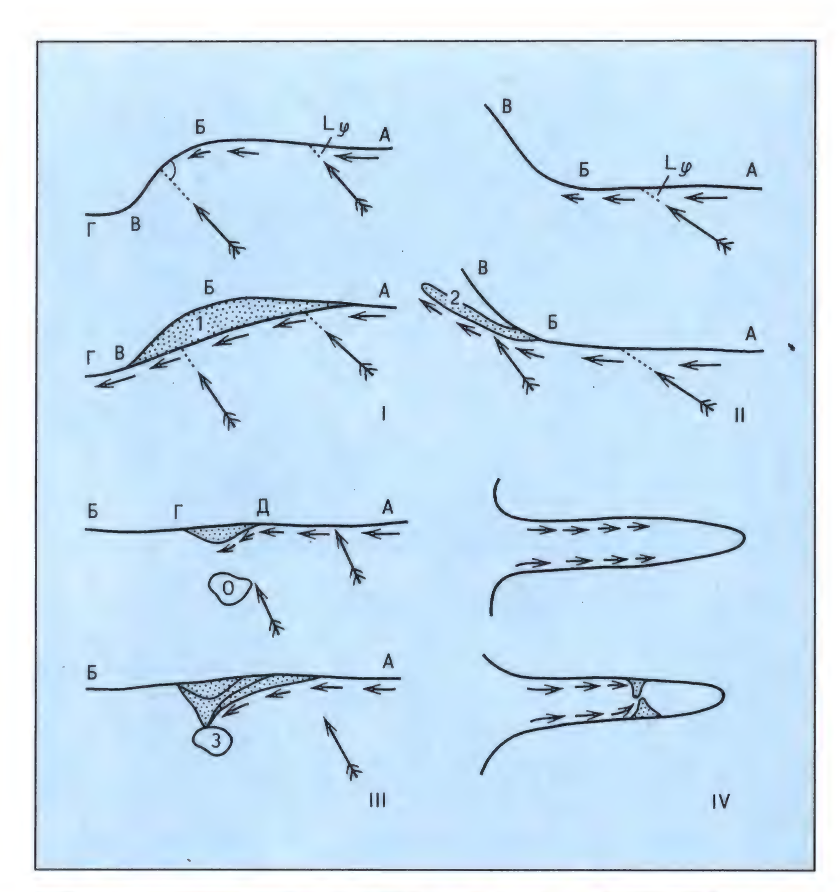
Перемещение взвешенных наносов. В современных исследованиях все большее внимание уделяется перемещению наносов во взвешенном состоянии различными волновыми (и ветровыми) течениями. Как уже упоминалось, более 90% перемещаемого во вдольбереговых потоках наносов песчаного материала переносится во взвешенном состоянии. Так, по В. Л. Болдыреву, В. К. Гуделису и Р. Я. Кнапсу [1976], поток наносов, следующий вдоль берегов Юго-Восточной Балтики, характеризуется преимущественным перемещением наносов во взвешенном состоянии. Песок переносится здесь вдольбереговыми течениями в полосе прибрежных вод шириной до 3,5 км, ограниченной пляжем и глубинами 25—30 м. Поток зарождается у северного берега Самбийского п-ова и заканчивается отмелью Колкасрагс перед входом в Рижский залив, имея общую протяженность более 400 км. Мощность потока местами достигает 1 млн м^3 в год, но обычно составляет 250—400 м^3/год. Авторы указывают на такие морфологические индикаторы изменения условий вдольберегового перемещения наносов, как подводные валы, пляжи и дюны.

Образование переймы на юге Приморья

Подводные валы — формы микрорельефа, образующиеся обычно в прибрежной части песчаного подводного берегового склона и имеющие вид песчаных, нередко асимметричных гряд, протягивающихся вдоль берега на расстоянии сотен метров или даже нескольких километров. Ширина их несколько десятков метров, высота обычно 1—2, иногда до 4 м, они никогда не встречаются в одиночку, а образуют обычно серию в 3—6 валов. В. В. Лонгинов [1963] рассматривает подводные валы как элементы равновесия отмелого, сложенного песчаными наносами подводного берегового склона. Они образуются там, где происходит «забурунивание» — частичное разрушение волны, т. е. на глубинах, близких к двойной высоте волны. Множественность подводных валов определяется тем, что эта глубина неодинакова для волнений различной балльности.

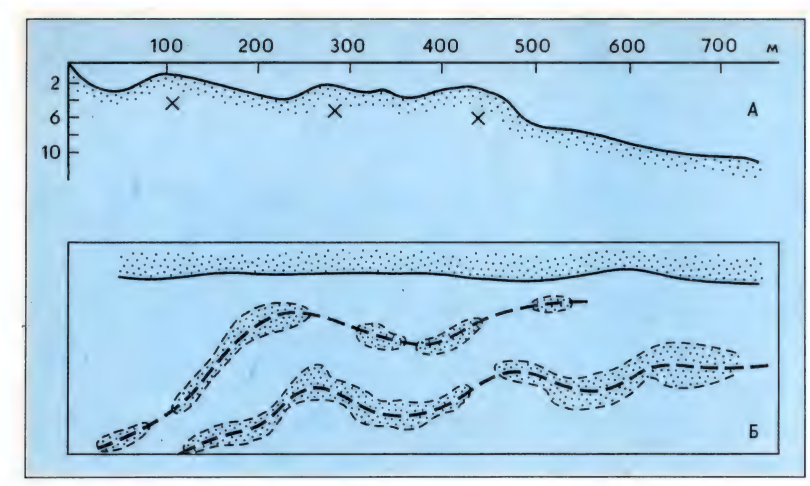
В. Л. Болдырев [1961] пришел к заключению, что количество подводных валов связано также с мощностью потока наносов: их больше там, где она возрастает.

Пляж также является индикатором и регулятором баланса наносов во вдольбереговом потоке. Там, где наносов не хватает, т. е. расход потока меньше его емкости, возникает размыв пляжа. На участках равновесия (рас-



Схемы образования простейших береговых аккумулятивных форм в зависимости от изменений угла подхода волн к берегу, определяемого особенностями контура берега [по *Зенковичу*. 1962]. I — образование примыкающей аккумулятивной формы при заполнении входящего угла контура берега. А, Б, В, Г — исходный контур, стрелки с оперением — направление равнодействующей волнения, простые стрелки — направление перемещения наносов, 1 — аккумулятивная форма; II — образование косы при огибании выступа берега, 2 — аккумулятивная форма, образовавшаяся при огибании выступа берега потоком наносов; III — образование аккумулятивной формы при внешней блокировке берега островом (0). ГД — зона блокировки, 3 — перейма, образовавшаяся в результате внешней блокировки; IV — образование аккумулятивных форм на боковых сторонах узких заливов

Мыс, соединенный косой с островом Попова



Подводные валы.
А — профиль через три подводных вала.
Б — плановое изображение. Прерывистость валов связана с разрывными течениями

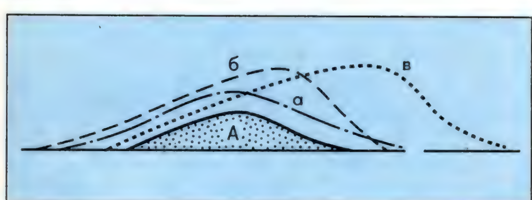


Схема развития дюны. А — береговой вал; а — стадия авандюны, равномерного погребения вала под эоловыми наносами; б — стадия начала образования подвижной дюны; в — подвижная резко асимметричная дюна

ход наносов равен емкости потока) пляжи стабильны, ширина их 30—40 м, там же, где происходит разгрузка потока, пляж интенсивно нарастает и достигает в ширину 80—100 м.

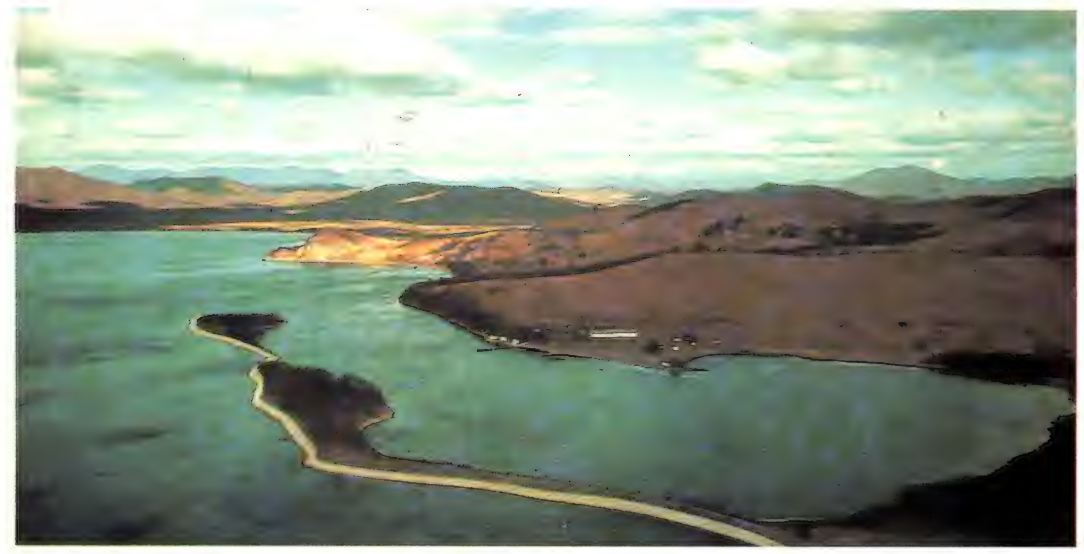
Дюны. На песчаных берегах нередко образуются эоловые прибрежные формы — дюны. Источником питания для них являются песчаные пляжи. В своем развитии дюны проходят ряд стадий — от так называемого закустового бугра к авандюне, а далее к подвижной нормальной и к параболической дюне. Авандюна — это валообразное эоловое накопление, вытянутое вдоль берега и представляющее собой результат погребения штормового берегового вала под эоловым материалом. Она преобразуется в подвижную дюну. Если сила ветра слишком велика или если наносов, поступающих с пляжа, недостаточно, чтобы наращивать авандюну, ее наветренный склон подвергается развеванию. Песок с того склона будет перебрасываться на подветренный, что и придаст дюне смещение в направлении действия ветра. Такая подвижная или обычная дюна может частично закрепиться растительностью, которая поселяется прежде всего в нижних частях склонов дюны. Тогда на наветренном склоне дюны образуется дефляционная котловина, а песок отсюда будет перебрасываться на головную часть формы, что в совокупности приводит к преобразованию обычной дюны в параболическую [Морская геоморфология. 1980]. При развевании дюн нередко образуются кучугуры — песчаные бугры, остаточные формы, частично закрепленные растительностью.

На участках дефицита вдольберегового потока наносов авандюна развита слабо или вообще отсутствует, на транзитных участках развита хорошо и может достигать высоты 7—10 м, а на участках разгрузки потока — еще большей. Здесь же обычно появляются и другие, более развитые эоловые аккумулятивные формы.

О методах изучения потоков наносов. Поскольку с потоками наносов связаны такие явления, как размыв берегов, заносимость акваторий портов и морских каналов, питание прибрежных россыпей ценных минералов, их изучению придается большое значение, и здесь применяется весьма широкий диапазон методов исследования. Потоки наносов прослеживаются при помощи минералогического анализа песков пляжа путем заброса «меченых» песков (крашенных люминофорами или меченных радиоактивными изотопами), геоморфологических, гидрометеорологических и различных аналитических методов. Эти методы освещены в монографии Н. А. Айбулатова [1966] и в основных руководствах по геоморфологии морских берегов.

Следует заметить, что природные аккумулятивные формы в большинстве случаев имеют гораздо более сложное происхождение, чем то, которое мы можем охарактеризовать, основываясь только на приведенных выше генетических схемах. Известны, например, формы двойного питания, получающие приток наносов не с одной, а с двух сторон или же в порядке как продольного, так и

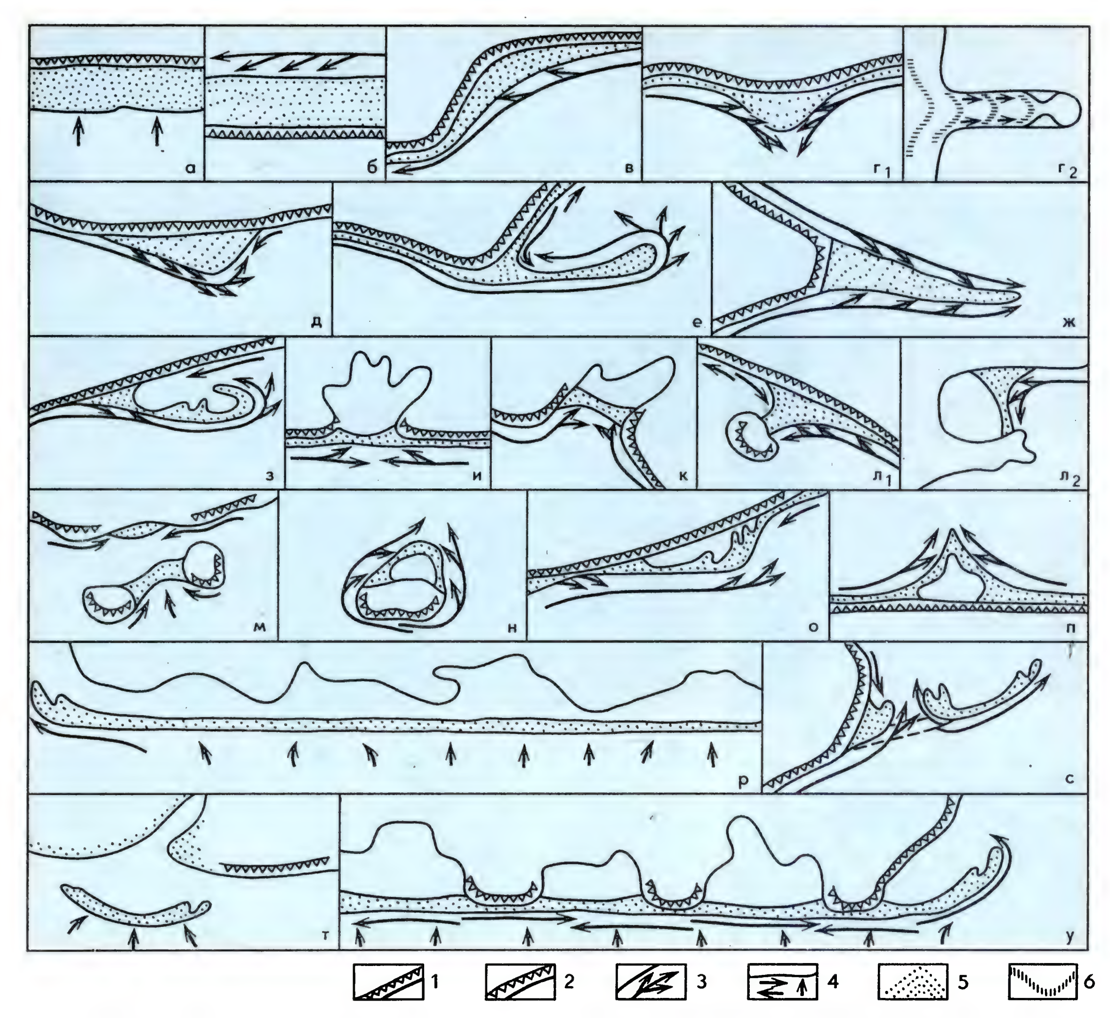
Песчаные бугры — кучугуры. Балтийское море



Сложная аккумулятивная форма (коса) в Амурском заливе

поперечного перемещения. Известны многочисленные полигенетические формы, в образовании которых либо одновременно, либо последовательно во времени принимали (или принимают) участие не один, а несколько факторов. Так, например, Аграханская и Куринская косы на Каспийском море сначала возникли как береговые или островные бары, а впоследствии, благодаря изменившейся обстановке, преобразовались в косы. Известны также многочисленные примеры реликтовых аккумулятивных форм, которые в настоящее время уже не нарастают, а размываются и сами служат источником материала для прибрежных потоков наносов.

Абразионно-аккумулятивные системы. Региональное изучение крупных по протяжению участков берега показывает, что обычно абразионные и аккумулятивные элементы его строения образуют единые взаимодействующие системы, причем участки размыва в таких системах служат источниками поступления наносов на аккумулятивные участки [*Зенкович*. 1946; *Леонтьев*. 1961]. Отступание абразионного берега, входящего в такую

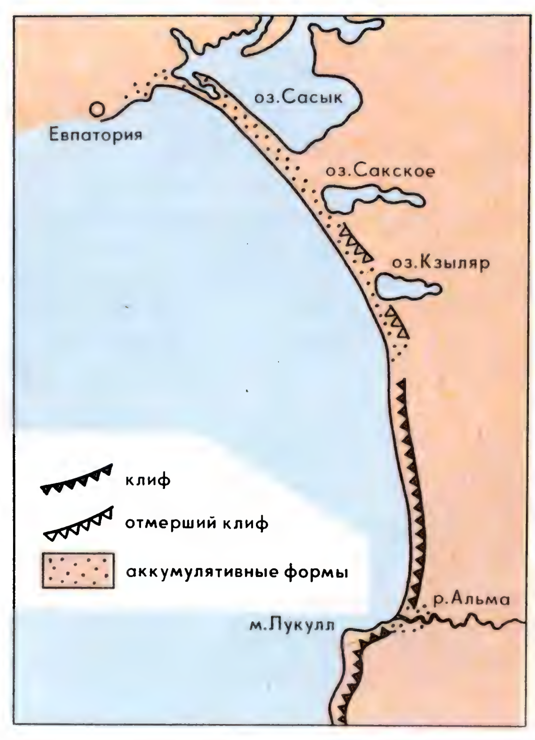


Типы аккумулятивных береговых форм [по *В. П. Зенковичу*. 1962]. **Примкнувшие:** а — терраса донного питания, б — то же вдольберегового питания, в — терраса, заполняющая вогнутость, г — симметричный выступ двухстороннего питания, д — асимметричный выступ одностороннего питания; **свободные:** е — коса (одностороннее питание), ж — стрелка (двухстороннее питание), з — коса у ровного берега; **замыкающие:** и — пересыпь в устье бухты, к — пересыпь в средней части бухты, л — перейма, м — межостровная перейма; **окаймляющие:** н — скобковидная коса (двухстороннее питание), о — петлевидная коса (одностороннее питание), п — симметричная двойная окаймляющая коса; **отчлененные:** р — береговой бар, с — аккумулятивный остров, возникший при разрыве тела косы, т — аккумулятивный остров, созданный у устья реки из материала донных наносов, у — береговой бар, прижатый к выступам берега. 1 — материковая суша и активный клиф; 2 — отмерший клиф и берег, окаймленный пляжем; 3 — поток наносов и подача материала к берегу и в сторону моря; 4 — миграция наносов вдоль края аккумулятивной формы и подача материала со дна; 5 — последовательность нарастания аккумулятивной формы; 6 — фронт волны, претерпевшей рефракцию

систему, влечет за собой смещение в сторону суши связанных с ним аккумулятивных форм. Выдвигание внешнего края аккумулятивной формы обусловливает отмирание абразионного участка, оказавшегося в волновой тени, образованной данной аккумулятивной формой. Взаимосвязь процессов абразии или аккумуляции может привести к развороту общего направления берега и к выравниванию береговой линии. В подобные системы нередко включаются также устьевые участки рек, которые являются важнейшими поставщиками наносов в береговую зону. Один из примеров абразионно-аккумулятивных систем приведен на рисунке.

Очень интересен палеогеографический аспект при исследовании абразионно-аккумулятивных систем. При морфологическом анализе береговых валов, из которых построены аккумулятивные формы, следует учитывать ряд моментов: 1) направление берегового вала при любых условиях формирования всегда является одновременно направлением береговой линии на данном участке во время

Плановый снимок участка одной из аккумулятивных террас Восточного Сахалина [по *В. П. Зенковичу*. 1962]. Видны 4 генерации береговых валов. Наиболее молодая (А) срезала под острым углом предыдущую (Б). На генерации В отдельные валы почти неразличимы. В пределах генерации Г лагуны подразделены поперечными перемычками. В средней части направо — лагуна со сложными формами донного рельефа



Пример абразионно-аккумулятивной системы: западный берег Крыма между Евпаторией и мысом Лукулл

образования вала; 2) если береговые валы одной генерации срезаются валами другой, расположенной ближе к современному урезу, то валы второй генерации более молодые по возрасту; 3) резкое несовпадение в направлении береговых валов разновозрастных систем свидетельствует о перерыве в нарастании аккумулятивной формы и о ее размыве в течение отрезка времени, отделяющего завершение образования более древней системы от начала возникновения более молодой системы береговых валов; 4) отгибание оконечностей валов и их веерообразное расхождение обычно происходят в направлении роста аккумулятивной формы; 5) свободные окончания береговых валов указывают на их формирование в условиях свободной акватории, существовавшей на данном участке во время образования этих валов.

Расположение и простирание береговых валов аккумулятивных форм не только регистрируют эволюцию самих этих образований, но и позволяют анализировать развитие сопряженных абразионных участков. Например, древние валы, срезанные современным урезом моря, могут свидетельствовать о том, что они ранее примыкали к коренному абразионному участку, ныне уничтоженному волнами. Подробный анализ покажет величину абразионного среза, а абсолютные датировки, полученные по материалу (раковинам или древесине, содержащимся в отложениях) аккумулятивной формы, — время, за которое абразионный берег отступил в глубь суши.

Абразионно-аккумулятивная система может за какое-то время значительно изменить ориентировку по отношению к простиранию первоначальной линии уреза, что может интерпретироваться как изменение равнодействующей волнения или как возникновение иных условий питания аккумулятивной части системы обломочным материалом.

Раздел 3
ТИПЫ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Ингрессионные и выровненные берега

Ингрессионные берега. Срезание мысов абразией и заполнение или отчленение заливов береговыми аккумулятивными формами приводит к выравниванию береговой линии. Но если мы говорим о выравнивании берега, то тем самым подразумеваем, что на каком-то этапе развития береговая линия была неровной, изрезанной.

20—17 тыс. лет назад уровень океана был на 100—120 м ниже современного. Связано это с тем, что обширные пространства суши были заняты ледниковыми покровами последнего четвертичного оледенения. В ледниках были сконцентрированы огромные массы замерзшей воды. Таяние ледников привело к возвращению этих масс воды в мировой влагооборот, произошло повышение уровня океана. Это событие получило название послеледниковой, или голоценовой, или фландрской трансгрессии. В ходе нее уровень Мирового океана достиг высотной отметки, близкой к современной, около 6 тыс. лет назад. Таким образом, возраст береговой зоны Мирового океана равен примерно 6 тыс. лет.

Воды океана проникали прежде всего в понижения рельефа затопляемой суши. Этот частный вид трансгрессии называется ингрессией. Поскольку поверхность суши всегда в той или иной мере расчленена или действием эрозии и других экзогенных факторов, или в результате дифференцированных вертикальных движений земной коры, то берега, которые возникли при этом, унаследовали в своих очертаниях исходный характер расчленения. Такие извилистые, изрезанные берега, образовавшиеся при ингрессии моря, называются *ингрессионными.* Если взглянуть на карту

Фиордовый берег. Побережье Северной Норвегии

Залив Петра Великого. Риасовый тип берега

мира, то нетрудно убедиться, что ингрессионные берега очень распространены и в настоящее время, т. е. за прошедшие 6 тыс. лет далеко не везде берега Мирового океана подверглись выравниванию.

В зависимости от основной причины, обусловившей исходное расчленение береговой линии, можно различать берега с ледниковым типом расчленения, эрозионным, эоловым, глыбово-тектоническим и др. К первому из названных типов относятся, например, *фиордовые, фиардовые* и *шхерные* берега. Фиордами называются узкие и нередко разветвленные глубокие заливы, несущие явные следы ледниковой обработки на своих склонах и дне. Такие заливы образовались в результате затопления ингрессирующими водами океана окраин горных стран, подвергавшихся в свое время оледенению. Сами фиорды — это затопленные морем троговые долины, первоначально имеющие тектоническое или эрозионное происхождение [*Каплин*. 1962]. Примеры фиордовых берегов — берега Норвегии, Шпицбергена, Кольского п-ова, Гренландии, Южного Чили. Если берега заливов гляциального расчленения невысокие, эти заливы называются фиардовыми.

Шхерными берегами называют низменные берега стран, подвергшихся ледниковой денудации. Они характеризуются, как правило, огромным количеством мелких островов — *шхер* или *луд*, представляющих собой подтопленные «бараньи лбы», гигантские отторженцы и валуны, или образующихся в результате подтопления ландшафта так называемых «курчавых скал». В более редких случаях шхеры могут быть образованы друмлинами или другими мелкими формами ледниковой аккумуляции. Шхеры особенно характерны для берегов Швеции, Финляндии, западного берега Белого моря.

Из берегов эрозионного расчленения назовем прежде всего *риасовые* берега. Риасы — это заливы, возникшие в результате подтопления горных эрозионных долин. Они широко распространены в Западной Европе на Пиренейском п-ове, откуда и произошел этот термин (от испанского слова «рио» — река), и на многих участках побережья Средиземного моря, у нас — в Приморье и других районах. Типичными примерами риасовых заливов являются Севастопольская бухта и залив Петра Великого в Японском море.

Большинство риасовых и фиордовых заливов хорошо сохранили первичные черты морфологии речных или ледниковых долин. Здесь важное значение для сохранности этих исходных особенностей имеет не только прочность горных пород, слагающих берег, но и первоначальная горизонтальная и вертикальная глубина расчленения. И фиорды, и риасы — это в большинстве случаев заливы, очень далеко вдающиеся в сушу и к тому же нередко имеющие большую глубину. Естественно, что выравнивание такой береговой линии происходит замедленно, и поэтому фиордовые и риасовые берега имеют и сейчас весьма широкое распространение.

При ингрессии моря в долины рек, расчленяющих низкие прибрежные низменности, образуются *лиманные* берега. Они в своем развитии далеко опередили риасовые. В большинстве случаев такие прибрежные равнины бывают сложены рыхлыми породами, легко размывающимися морем и при размыве образующими значительные количества наносов. Поэтому на берегах лиманов нередки абразионные, а также, в особенности в их устьях, различные аккумулятивные формы. Последние довольно быстро развиваются и при благоприятных условиях превращаются в пересыпи, которые отчленяют бывший лиман от моря и превращают его в озеро. Разные фазы превращения лиманов в озера наблюдаются на северо-западном побережье Черного моря, между Одессой и дельтой Дуная.

Существуют также разновидности ингрессионных берегов, возникших благодаря тектоническому расчленению рельефа прибрежной суши. Из них назовем *далматинский* тип берега, образующийся при ингрессии моря в синклинали или антиклинальные котловины и долины при условии, что генеральное направление берега почти совпадает с простиранием структур. Такой ингрессионный берег известен на югославском (далматском) побережье Адриатического моря [*Никифоров*. 1966], аналогичное строение имеет береговая линия Южного острова Новой Земли. Другой тип тектонического расчленения — это *глыбово-лопастный* берег. Примером могут служить берега Эгейского моря.

Выровненные берега. Процессы выравнивания берегов рассмотрены в монографиях Джонсона [*Jonhnson*. 1919], В. П. Зенковича [1946], О. К. Леонтьева [1961]. Представим

Изрезанное побережье Далмации

себе ингрессионный берег, имеющий уклон исходного подводного склона достаточно крутой как у мысов, так и в вершинах бухт. Допустим, что берег сложен податливыми к размыву породами, не образующими при разрушении относительно крупных частиц, которые, накапливаясь в береговой зоне, создавали бы здесь запасы наносов. Таковы, например, глинистые породы, а также мергели. При их размыве образуются алевритовые и пелитовые частицы, которые легко переходят во взвесь и выносятся течениями за пределы береговой зоны. При этих условиях на всем протяжении берега будет происходить интенсивная абразия — как на мысах, так и в бухтах. Однако вследствие концентрации волновой энергии у мысов берега мысов будут разрушаться быстрее, чем берега вершин бухт, где происходят дивергенция ортогоналей и рассеивание волновой энергии. Это должно обеспечивать постепенное выравнивание береговой линии. В конечном счете образуется прямая или слабоволнистая береговая линия, срезающая выступы исходного берегового контура. Такой берег называется *выровненным абразионным*.

Теперь рассмотрим пример ингрессионного берега, также имеющего крутой уклон подводного склона, т. е. приглубого на всем своем протяжении, однако в отличие от рассмотренного ранее случая сложенного породами, при размыве образующими наносы — гальку, гравий, песок. Тогда у мысов образуются потоки наносов, направленные от них в сторону вершин бухт. На первых порах эти потоки будут достигать насыщения у вершин бухт, и здесь за счет отложения наносов на дне подводный склон будет выполаживаться. Тем самым создаются условия, резко различные на мысах, которые продолжают размываться, и в вершинах бухт, где возникает ситуация, благоприятная для образования аккумулятивных форм. Выравнивание береговой линии в этом случае происходит одновременно путем как абразионного срезания мысов, так и заполнения бухт наносами или отчленения их аккумулятивными формами. В конечном счете образуется берег с выровненным контуром, состоящим из чередующихся аккумулятивных и абразионных участков, называемый *выровненным сложным* или выровненным абразионно-аккумулятивным.

Наглядным примером выровненного абразионного берега является западный берег Крыма от Севастополя до устья р. Качи, а также от устья р. Альмы до пос. Николаевка. Севернее, вплоть до Евпатории, простирается сложный выровненный берег. Участки абразионного клифа, выработанного в плиоценовых галечниках, глинах, суглинках, чередуются здесь с пересыпями, отчленяющими от моря ряд лиманов, в том числе Сакское оз., оз. Сасык и др.

Такой же выровненный сложный берег получается и в том случае, когда с самой начальной стадии развития берег приглуб только у мысов, а в бухтах отмелый.

При затоплении низменностей исходный берег может быть отмелым на всем своем протяжении. В этих условиях образуется выровненный аккумулятивный берег, окаймленный береговым баром. Условия формирования берегового бара уже известны. Примеры берегов, выровненных баром, весьма многочисленны. Так, например, большая часть побережья Мексиканского залива относится к этому типу берега. Расчлененный эстуариями и лиманами океанский берег приатлантических штатов США выровнен целой серией островных и береговых баров. При менее значительном исходном расчленении выравнивание отмелого на всем протяжении берега происходит путем заполнения вогнутостей исходного контура наносами и последовательного причленения серий береговых валов — пляжей.

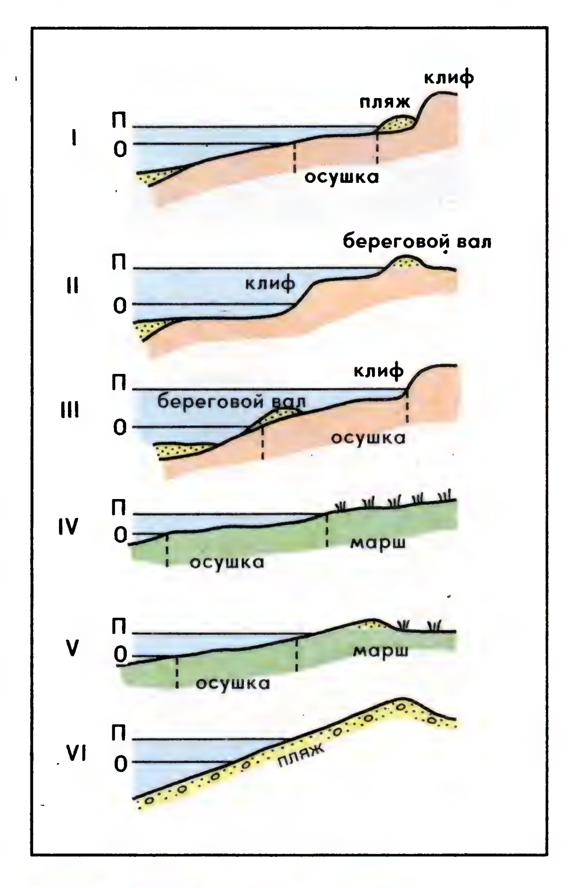
Промежуточное положение между не измененными морем берегами и выровненными берегами занимают берега, где идут процессы абразии и аккумуляции, но береговая линия еще далеко не выровнена. А. С. Ионин и его соавторы [*Ионин и др.* 1961] назвали такие берега *выравнивающимися*. Это в большинстве случаев различные абразионные и абразионно-аккумулятивные бухтовые берега, т. е. такие, которые еще имеют расчленен-

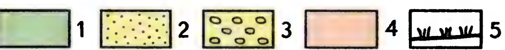
ную береговую линию, но уже несут четко выраженные следы активного абразионного или аккумулятивного воздействия волновых процессов. При этом благодаря образованию свободных аккумулятивных форм нередко может произойти вторичное расчленение береговой линии. Такое же вторичное расчленение может быть и на абразионных берегах. Так, если берег сложен породами, различными по своей прочности, на месте легко размываемых пород образуются абразионные бухты, а участки, сложенные более стойкими горными породами, становятся мысами или полуостровами.

Берега, формирующиеся при значительном воздействии приливов и нагонов

Берега приливных морей. Ранее нами рассматривались берега, формирующиеся при исключительном воздействии волновых процессов. Уже упоминалось, что поток энергии приливов оценивается Г. А. Сафьяновым [1978] в $2{,}7 \cdot 10^9$ кВт. При этом, правда, подчеркивается, что примерно 50% энергии приливных течений приходится на 5 мелководных морей, составляющих около 10% площади шельфа. Таким образом, приливная энергия в отличие от волновой для береговой зоны имеет скорее региональное, нежели глобальное, значение. Подтверждение этому выводу мы находим и на карте приливов в Мировом океане, приведенной в Морском атласе. Здесь можно видеть, что большая часть побережий характеризуется высотой прилива до 1,5 м, а это означает, что приливные явления здесь не имеют самостоятельного значения по сравнению с волнением [*Леонтьев*. 1961].

По В. П. Зенковичу [1962], соотношение в развитии берега прилива и волнения определяется неравенствами $A \leq h$ и $A > h$, где A — величина сизигийного прилива, h — высота штормовой волны. При первом из условий нижний участок приливной зоны всегда остается в пределах поля действия волн. т. е. береговые процессы здесь протекают в обстановке, практически идентичной условиям бесприливных морей. На абразионном берегу, например, здесь вырабатывается нормальный выпуклый профиль подводного берегового склона. При втором условии значительные участки береговой зоны при отливе оказываются вне пределов действия волн. На абразионном берегу в этих условиях формируется ступенчатый бенч. Кроме уступа, соответствующего сизигийному приливу, могут обра-





Типы профилей берегов, подверженных воздействию приливов. I — абразионный берег с пляжем, подножие клифа размывается волнами при максимальном приливе. II — абразионный берег, испытывающий опускание, клиф формируется при отливе, во время прилива формируется береговой вал. III — стабильный абразионный берег, клиф формируется при приливе, при отливе строится береговой вал, который в высокую воду затопляется и частично размывается. IV — очень отмелый берег, осушка плавно переходит в марш. V — отмелый берег, на границе осушки и марша образуется береговой вал. VI — относительно приглубый галечный берег, осушка — непосредственное продолжение пляжа. Условные обозначения: 1 — илистые отложения; 2 — песок; 3 — галька, гравий; 4 — коренные породы; 5 — марш

Дно Тугурского залива, осушаемого в отлив

зоваться еще два уступа на уровне малой воды и на уровне полной воды в квадратурные периоды. Такие ступенчатые профили широко распространены на берегах Японского, Охотского и Белого морей [*Медведев*. 1964].

Вообще типичный профиль приглубого берега приливного моря включает в себя клиф, приуроченный к уровню сизигийного прилива, пляж, переходящий в осушку, которая может представлять собой или аккумулятивную форму (именно ее и следует считать «настоящей» осушкой), или осушающуюся поверхность бенча («коренная» осушка). Нередко на границе малой воды образуется береговой вал, насаженный на эту поверхность.

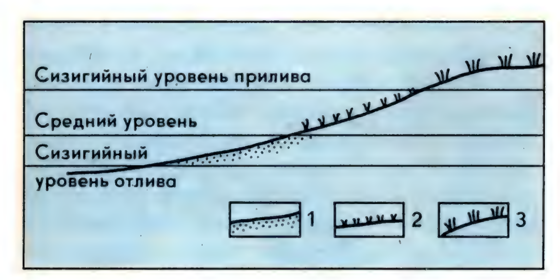
На аккумулятивных берегах морей с высокими приливами можно различать по крайней мере три типа профиля берега: 1) прибрежная субгоризонтальная низменность, обычно заболоченная и покрытая солянковой растительностью, — марш — без каких-либо заметных переходов постепенно сменяется такой же невыразительной поверхностью осушки; 2) осушка выражена песчаной или илистой отлогой поверхностью, которая у линии прилива сменяется береговым валом, сложенным песком, гравием или ракушей, за которым далее простирается поверхность марша; 3) осушка представляет собой растянутый мористый склон пляжа. Этот последний случай наблюдается на галечных берегах с высокими приливами (например, в заливе Александра на Охотском море). Отмеченные типы профиля показаны на рисунке.

Ватты и *марши*. Несомненно, самыми характерными элементами рельефа берегов приливных морей следует считать осушку, или ватт, и марши. Осушка, за исключением тех случаев, когда при отливе обнажается бенч, представляет собой специфическую для приливных берегов аккумулятивную форму. Она образуется из масс наносов, перемещаемых приливной волной, главным образом в виде взвесей, в направлении к берегу. Высокая турбулентность, свойственная приливному течению и усугубляемая волновыми колебаниями воды, обусловливает взмучивание большого объема осадочного материала. Обычно скорость приливного течения выше, чем скорость отлива, поэтому во время отлива нет условий для выноса из приливо-отливной зоны всего материала, который был сюда принесен приливом. В результате за каждый приливо-отливной цикл здесь накапливается часть принесенного приливом взвешенного, а затем осадившегося материала. Образованию ваттов особенно способствует ослабление волнового режима, в связи с чем наибольших размеров осушки достигают под защитой полуостровов, кос, островов, в лагунах и на очень отмелых берегах.

Верхняя часть осушки затопляется только дважды в месяц — при сизигийных приливах, большую часть времени здесь господствует субаэральный режим. Здесь в изобилии поселяется влаголюбивая, но уже субаэральная или земноводная растительность, хорошо переносящая избыток солей. Это главным образом различные солянки — Solicornia, Sueda и др., а также рогоз, различные осоковые и др. Такие осушки называются маршами. Однако, поскольку поверхность марша также нарастает благодаря тому, что в сизигийные приливы здесь также осаждается песчаный и главным образом илистый материал, марш в ходе своего роста в высоту может превратиться в форму, которая уже никогда не будет затопляться морем или будет затопляться только при катастрофических наводнениях, возникающих при наложении мощных штормовых нагонов на сизигийные приливы. Такие поверхности можно называть *польдерами* — по аналогии с землями, представляющими собой искусственно осушенные марши, широко распространенными в Нидерландах. На рисунке схематически показаны типичные соотношения между осушкой (ваттом), маршем и польдером.

На осушках, сложенных илистыми или мел-

Марш на северном, низменном побережье острова Сокотра



Соотношение уровней сизигийного прилива и отлива, осушки, марша и польдера.
1 — ватт; 2 — марш; 3 — надводная часть береговой зоны

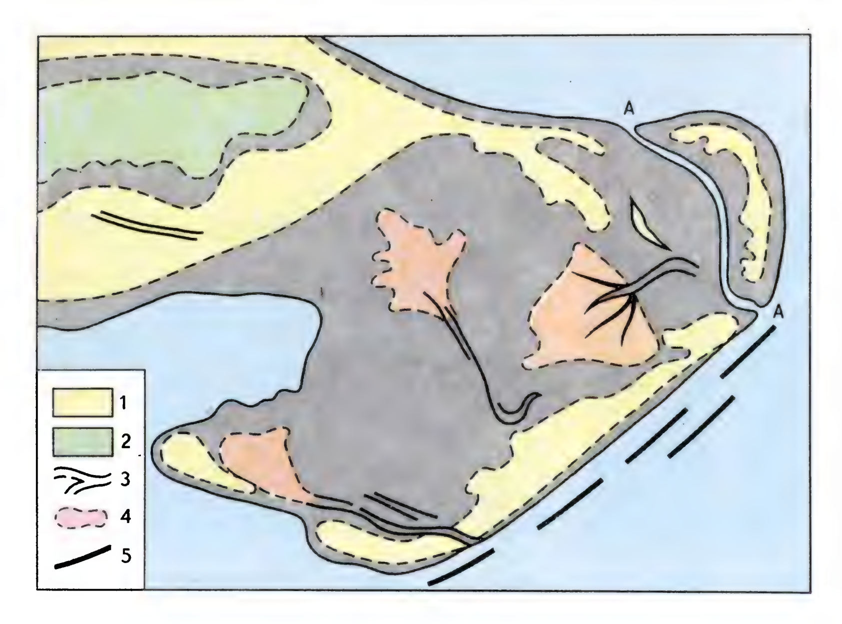
копесчаными отложениями, формируются каналы стока — своеобразные эрозионные русловые формы, которые выработаны приливными течениями и вместе с тем служат трассами стока для отливных течений. Обычно канал стока по мере удаления от моря сужается и разветвляется, а в конце его, на осушке, нередко можно видеть веерообразное разветвление, которое представляет собой своеобразный конус выноса, миниатюрные дельты каналов стока.

Наиболее крупные русловые формы на осушках — «желоба стока» — образуются на продолжениях речных систем, впадающих в море или океан. Они создают значительную пересеченность поверхности приливных осушек. Иногда глубина в них достигает 20—25 м, эти желоба никогда не осушаются. В других случаях подобные образования возникают и независимо от речного стока, за счет эрозии приливным течением в местах резкого возрастания его скорости, например в проходах между островами и на их продолжениях.

Эстуарии. В устьях крупных рек скорость отливного течения слагается со скоростью речного потока, и тем самым обеспечивается преобладание течения из реки в море во время отлива над приливным течением. Благодаря этому в устье такой реки возникает дефицит наносов, что способствует размыву ее берегов волнами во время приливов. Поскольку интенсивность приливного течения и волнового воздействия на берега реки затухает вверх по реке, устье реки принимает воронкообразные, суживающиеся вверх очертания. Такое преобразованное устье реки в воронкообразный залив называется эстуарием. Типичными эстуариями являются устья Темзы, Хамбера в Англии, Сены во Франции, Мезени на Белом море, Янцзы в Китае[1]. О том, что для образования эстуария необходимы преобладание скоростей отливного течения над приливным и дефицит наносов в устье, можно судить по сопоставлению данных, характеризующих устьевые области Хуанхэ и Янцзы. Их жидкий сток равен соответственно 126 и 690 км^3/год. Твердый сток Хуанхэ — 1 887 млн/т, Янцзы — 501 млн т, т. е. в 3,8 раза меньше, чем Хуанхэ. Таким образом, в устье Янцзы отмечается диспропорция между твердым и жидким стоком, и формируется эстуарий, тогда как в устье Хуанхэ огромный избыток осадочного материала способствует формированию дельты.

Геоморфологические особенности отмелых берегов, подверженных воздействию высоких нагонов. На отмелых берегах некоторых бесприливных морей развиваются сходные с приливными формы рельефа, обусловленные высокоамплитудными сгонами и нагонами воды в береговой зоне. Здесь, в зоне наиболее часто повторяющихся сгонов и нагонов, также образуются осушки, которые было предложено называть *ветровыми осушками.* Изучение ветровых осушек на Северном Каспии показало, что это субгоризонтальные поверхности, сложенные мелкопесчаными и илистыми наносами, обычно покрытые зарослями тростника (Pragmites communis), рогоза (Tipha latiofolia), ежеголовника или солянковыми лугами. Ближняя к морю часть осушки может быть и свободной

[1] В последнее время термин «эстуарий» все чаще употребляется в более широком смысле — им стали обозначать различные существенно изолированные от моря акватории, включая лиманы, лагуны и др. [*Сафьянов.* 1987].



Реликтовые формы рельефа, созданные нагонами, — восточная часть острова Чечень на Каспийском море [по *Леонтьеву*. 1961]. 1 — бывшие островные бары; 2 — солончак, дно бывшей лагуны; 3 — реликтовые эрозионные борозды, выработанные нагонами; 4 — конусы выноса; 5 — подводные аккумулятивные формы

от растительности, однако в большинстве случаев заросли рогоза и тростника выдвинуты здесь далеко в море даже при нормальном положении уровня воды.

На поверхности ветровых осушек можно наблюдать каналы стока сгонно-нагонных вод и конусы выноса, подобные миниатюрным дельтам на приливных осушках. Поперечный профиль ветровой осушки может быть представлен в виде субгоризонтальной линии, на которой переход от осушки к суше и к подводному береговому склону может быть морфологически не выражен, но чаще всего линия уреза наиболее часто повторяющихся нагонов маркируется береговым валом или уступом размыва (например, на побережье северной отмершей части дельты Терека осушка примыкает к уступу размыва, выработанному в дельтовых отложениях). Анализ космических снимков, а затем полевое обследование показали, что в северо-восточной части Каспия сгонно-нагонными явлениями вместе с волновыми процессами обусловлено образование полуподводных аккумулятивных форм — шалыг, обычно группирующихся в гряды большой протяженности, ориентированные примерно параллельно берегу.

Б. А. Поповым и В. А. Совершаевым [1979] изучались ветровые осушки на берегах моря Лаптевых. Здесь штормовые волны во время нагонов строят крупные аккумулятивные формы высотой до нескольких метров, причем современные образования этого рода в районе Ванькиной губы, например, были встречены на расстоянии около 20 км от береговой линии.

По динамике развития Б. А. Попов и В. А. Совершаев выделяют *регулярные осушки,* формируемые в интервале колебаний уровня в пределах ±0,5 м; *нагонные,* расположенные до высоты 3—5 м над нормальным уровнем; *сгонные,* расположенные ниже регулярных до изобат 1,7—20 м. Ширина регулярных осушек достигает нескольких километров, они лишены растительности и по существу представляют собой аналоги ваттов приливных морей. Нагонные осушки покрыты тундровой растительностью, сгонные большую часть времени находятся в субаквальных условиях. Формирование ветровых осушек и их развитие в условиях бесприливного моря Лаптевых могут рассматриваться как один из важнейший процессов динамики его побережья.

Дельтовые берега

Реки как фактор формирования морских берегов. В океаны ежегодно поступает 18,5 млрд т аллювиального осадочного материала. Более 80% этого количества, как показал А. П. Лисицын [1974], остается на подводных окраинах материков, по-видимому, значительная часть — в береговой зоне. Песчаные наносы, которые столь типичны для береговой зоны, имеют по преимуществу аллювиальное происхождение.

Г. А. Сафьянов [1978] обращает наше внимание на то, что всего лишь 15 рек мира выносят 90% всего аллювия, поступающего в океан. Таким образом, отмечается большая неравномерность распределения поступления осадочного материала речного происхождения в береговую зону. Но прежде кратко рас-

смотрим влияние малых рек на формирование морских берегов. Роль этих рек в основном сводится к систематической подаче обломочного материала на определенный участок береговой зоны. Работа рек протекает в комплексе с транспортирующей и аккумуляционной деятельностью волн, приливов, течений.

Поступление аллювия на абразионный участок берега ускоряет образование нижней аккумулятивной зоны подводного берегового склона, что способствует общему обмелению дна в прибрежной полосе моря и уменьшению интенсивности абразионного процесса. В этих условиях быстрее нарастает и пляж, он становится все более устойчивым. Процесс приводит к образованию специфического типа берега — берега с отмершим абразионным уступом, окаймленным пляжем. Таким образом, ускоряется достижение стадии старости в эволюции абразионного берега.

Поступление аллювия прежде всего на приустьевые участки активно размывающегося абразионного берега замедляет абразию на этих участках. Поэтому приустьевые участки абразионного берега отступают медленнее, чем участки между ними, что придает волнистость очертаниям даже выровненного абразионного берега. Примеры такого влияния речных устьев можно видеть на кавказских берегах Черного моря, а также на берегах Байкала.

Аллювий, поступающий из многочисленных мелких рек на значительный по протяжению отмелый нерасчлененный или слаборасчлененный берег, будет более или менее равномерно распределяться волнами, что придаст такому берегу еще большую выровненность.

Более крупные реки выносят больше материала, а вдольбереговой волновой поток не может унести его далеко от устья. Здесь еще не образуется настоящих дельт (см. о них ниже), но формируются приустьевые аккумулятивные выступы, нередко асимметричные, скошенные по направлению потока наносов. В некоторых случаях несколько «ниже» по направлению потока наносов из материала, выносимого рекой и перемещенного вдоль берега, располагается свободная или замыкающая аккумулятивная форма. Тогда в «тени» такой формы может возникнуть поток наносов встречного направления. Именно такова динамика берега в районе широко известного м. Пицунда на абхазском берегу Черного моря.

Типы дельт. Большие реки при впадении в море, взаимодействуя с волновыми факторами, строят *дельты* — крупные аккумулятивные формы рельефа береговой зоны. В большинстве случаев образование дельт ведет к усилению расчлененности береговой линии. Иначе говоря, дельтовые берега — это вторично расчлененные берега. Исключение составляют так называемые «дельты выполнения», схема образования которых будет рассмотрена позднее.

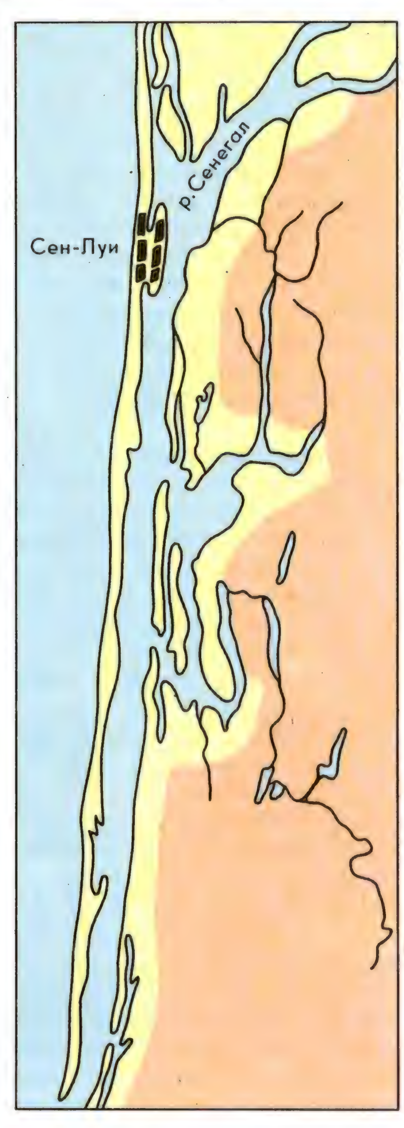
Простейшей дельтовой формой является так называемая *клювовидная дельта.* Она состоит из двух приустьевых кос и устьевого участка русла реки. Образование устьевых кос связывается с неравенством скоростей речного потока в его осевой части (стрежне) и у берегов потока. В результате аккумуляция выносимого рекой материала происходит как бы на продолжении обоих берегов русла, тогда как напротив осевой части потока, даже на прилегающем участке моря, все еще сохраняется на некотором расстоянии достаточно быстрое течение потока, препятствующее аккумуляции. Примером клювовидной дельты являются дельта Тибра, новейшие («пионерные») дельты Терека и Сулака, сформировавшиеся у их новых искусственных устьев.

Дальнейшее развитие дельты характеризуется делением потока на две ветви, или *рукава,* и образованием *осередка.* Материал, выносимый потоком, начинает аккумулироваться там, где скорости струи снижаются настолько, что дальнейшее перемещение наносов в том же объеме становится невозможным. Аккумуляция наносов приводит к образованию островка, называемого осередком. Появление осередка приводит к разветвлению русла, и в дальнейшем каждый рукав развивается самостоятельно. Дальнейшая аккумуляция — образование приустьевых кос или дамб теперь уже у устья каждого из рукавов — ведет к неравномерному выдвижению морского края дельты и к образованию так называемой *лопастной дельты.* Наиболее яркий пример лопастной дельты — Бердфут — «птичья лапа» — современная дельта Миссисипи, образование которой началось около 450 лет назад.

Многократное деление русла приводит к

Многорукавная дельта реки Уда (Охотское побережье)

Устье реки Сенегал, блокированное Берберийской косой



образованию целой системы рукавов и устьев. Тогда формируется *многоостровная,* или *многорукавная, дельта.* При большом количестве рукавов происходит более равномерное поступление наносов на единицу протяжения морского края. Последний в этом случае приобретает мелколопастные (например, дельта Волги) или, если он подвержен выравнивающему действию морского волнения, дугообразные очертания.

Выравнивание контура берега при резком преобладании волн какого-либо одного направления может осуществляться и в случае клювовидной дельты. Тогда «наветренная» устьевая коса оттесняется действием волнения в сторону суши и наползает на русло, а последнее прижимается к противоположной косе, которая в результате подвергается полному размыву. Часто в этих условиях вторая, т. е. «подветренная», коса вообще не образуется. «Наветренная» коса принимает вид вала, параллельного общему направлению берега. Этот вал препятствует стоку реки в море, заставляя ее течь на большом протяжении вдоль берега, прежде чем она сможет прорваться к морю. Такой тип устья реки называется *блокированным устьем.* Яркий пример этого рода — устье р. Сенегал.

Другим примером совместного геоморфологического действия речного и волнового факторов в устьевой области являются *краевые бары авандельт.* Авандельтой называют пологую, субгоризонтальную подводную аккумулятивную поверхность, представляющую собой продолжение дельты, которое со стороны моря ограничено узкой зоной дна с заметным возрастанием уклонов дна, называемой *свалом глубин.* В ряде случаев благодаря поперечному волновому перемещению

наносов со свала глубин в сторону берега вдоль бровки свала формируется вал, отдельные участки которого могут выступать над уровнем моря. Этот вал можно назвать краевым баром авандельты. Такой бар перед дельтой Волги известен под названием «морской бар». Аналогичны ему также «карги» Селенгинской дельты на Байкале.

Особый тип дельты образуется при впадении реки в крупный залив. В этом случае может образоваться так называемая *дельта выполнения,* ярким примером которой является дельта Дуная. У бровки свала глубин формируется бар, а вдоль рукавов дельты — прирусловые валы и косы. Эти аккумулятивные формы, называемые в дельте Дуная *гринду* [*Зенкович.* 1962], образуют решетчатый рисунок положительных линейно ориентированных форм рельефа, между которыми располагаются более или менее изометрические по очертаниям депрессии, занятые болотами *(плаурами, плавнями)* или озерами (лиманами, ильменями). Если река по мере заполнения отчлененной баром части залива прорвет бар и начнет строить авандельту уже с морской его стороны, формируется новый краевой бар, затем происходит заполнение отчлененного им участка залива и т. д.

Берега, формируемые при существенном участии рек, в том числе дельтовые, называют *потамогенными* (от греч. «потамос» — река). К потамогенным образованиям относятся также берега аллювиально-морских равнин, образующихся при впадении в море на значительном по протяжению отрезке берега большого числа сравнительно мелких рек и при более или менее равномерном распределении аллювиального материала вдоль берега. Морфологический результат взаимодействия таких рек и волнового фактора был рассмотрен ранее. Здесь формируется аккумулятивная равнина, сложенная аллювием, который, однако, отложился в результате его волнового распределения вдоль берега.

Взаимодействие морских и речных факторов в формировании дельт. Дельтами как устьевыми областями рек занимаются не только (и не столько) геоморфологи, сколько специалисты по гидрологии рек и флювиальным процессам. Важнейшей сводкой по устьевым областям является монография И. В. Самойлова [1952]. Автор обратил особое внимание на строение подводной части устьевой области — устьевого взморья. По морфологическим и динамическим особенностям были выделены: весьма приглубое взморье, приглубое взморье и отмелое взморье. При весьма приглубом взморье даже крупные реки не в состоянии построить дельту, далеко выдвинутую в море (например, р. Конго). В этих условиях большая часть выносимого рекой аллювия сваливается безвозвратно на большие глубины. В других случаях весьма приглубое взморье оказывается наиболее благоприятным для образования блокированного устья. На приглубых взморьях при обильном твердом стоке реки наземная часть дельты выдвигается в море на приустьевых участках крупных рукавов, по которым осуществляется основной вынос аллювиального материала. В результате формируется лопастная дельта или ее разновидность — дельта типа «птичьей лапы» (bird foot), как у Миссисипи. Наконец, отмелые взморья наиболее характерны для многорукавных дельт. На отмелых взморьях формируются широкие подводные части дельт — авандельты, или устьевые бары. Надо заметить, что обычно даваемое в энциклопедиях и справочниках определение понятия «устьевый бар» [Морская геоморфология. 1980] не совпадает с принятым в практике значением этого термина. Гидрологи устьевым баром называют всю прибрежную отмель, продолжающую под водой наземную дельту и формирующуюся, как показал В. Н. Михайлов [1971], одновременно и в комплексе с приустьевыми косами. Примерно в этом же смысле термин «устьевый бар» принимается и в коллективной монографии американских авторов [Deltas... 1975].

Нетрудно видеть, что различные типы взморьев и соответственно авандельт и самих дельт определяют различия в соотношениях речного и волнового (морского) факторов формирования дельты.

Участие морских факторов в формировании дельт не ограничивается волнением. Весьма эффективно в ряде случаев в устьевые процессы вмешиваются приливы и нагоны. На взморьях с высокими приливами и значительными скоростями приливных течений на поверхности устьевого бара (авандельты) вырабатывается грядовый рельеф, гряды ориентированы в направлении приливного течения [*Самойлов.* 1952; Deltas... 1975]. Про-

хождение приливной волны вверх по приустьевому участку реки ведет к углублению русла и его расширению, к преобразованию приустьевого участка долины в эстуарий. Авторы исследования процессов, формирующих дельту Индигирки [*Богомолов и др.* 1976], отмечают, что нагоны высотой до 1 м проникают в устье основного рукава на 60 км вверх по течению, воздействуя на процессы размыва дна и берегов.

Биогенные берега

Береговая зона в отдельных случаях оказывается чрезвычайно благоприятной для развития очень специализированных организмов, достигающих здесь столь пышного развития, что они становятся доминирующим фактором развития берега. Среди растительных организмов к ним относятся прежде всего тростник, камыш, рогоз, ежеголовник в умеренном и различные мангровые в тропическом и экваториальном поясах, среди животных — различные рифостроители.

Берега, формирующиеся в ходе жизнедеятельности растительных организмов, называют фитогенными.

Тростниковые берега. Тростниково-рогозовые заросли формируют берега Каспийского и Аральского морей, Балхаша, побережье Виктории и Нового Южного Уэльса, других районов. В. И. Лымарев [1967], описывая тростниковые берега северо-восточной части Аральского моря, отмечает, что исключительная отмелость этого побережья практически исключает волновое воздействие на берег, что способствует зарастанию берега и взморья тростником и другими гидрофилами. Тростниковые заросли образовали здесь кайму шириной до 200 м и более метров при высоте порослей 2,5—3 м[1]. В зарослях оседает песчано-илистый материал, накопление которого способствует дальнейшему обмелению и нарастанию берега, происходившему в начале 60-х годов со скоростью до 15 м/год. На первых порах образуется извилистый тростниковый берег за счет выдвижения отдельных участков фронта зарослей, но заливы довольно быстро заполняются, и происходит выравнивание береговой линии.

На Северном Каспии при аэровизуальных наблюдениях и на аэрофотоснимках видно, что выдвижение тростникового берега происходит путем образования своеобразных тростниковых «островов», нередко кольцеобразной формы, при последующем слиянии разрастающихся «островков» и образовании крупных массивов, соединяющихся затем с береговыми зарослями.

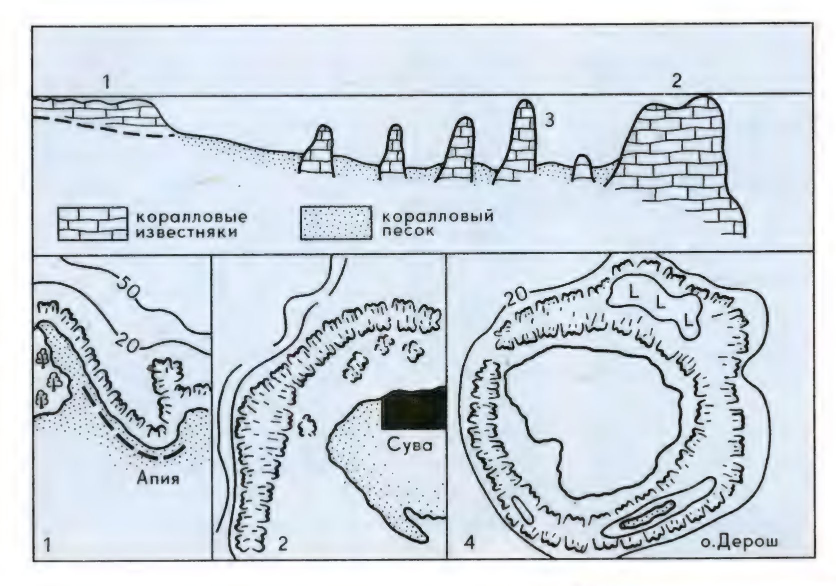
Мангровые берега. В тропических и экваториальном поясах широко распространены очень отмелые песчано-илистые берега, покрытые зарослями земноводных растений, образующих своеобразный фитоценоз мангровых зарослей. Эти растения хорошо выдерживают полное или частичное подтопление морскими водами во время приливов или нагонов и являются вместе с тем галофитами, т. е. растениями, не боящимися засоления. Эти низкоствольные (до 10 м высотой) древесные растения отличаются целым рядом приспособлений для жизни в соленой воде (пневматофоры, или воздушные корни; мясистые листья с устьицами, через которые удаляются излишки соли; запасы опресненной воды в старых листьях и др.). Многие из них — живородящие (плоды прорастают прямо на дереве). Наиболее типичные представители — ризофоры, авиценнии, лагункуларки.

Корневая система мангровых скрепляет наносный грунт заболоченного берега, а отмирающие стволы и ветви растений накапливаются вместе с тонким терригенным материалом — бывшей взвесью, отстоявшейся в «мангровом фильтре», и происходит переслаивание терригенных илов и торфяных прослоев. По-видимому, прибрежные леса каменноугольного и более поздних геологических периодов, оставившие после себя в ископаемом состоянии каменный и бурый уголь, экологически были близки к современным мангровым зарослям.

И мангровые, и тростниковые заросли, несомненно, способствуют нарастанию суши благодаря тому, что в их пределах отстаивается муть и осаждается взвешенный материал, приносимый к берегу волнами и течениями. Эти заросли защищают сушу от размыва, гася энергию волн и закрепляя рыхлый грунт корневой системой. Однако сама отмелость берегов, на которых поселяются мангры, в своей основе, очевидно, создается волнами, приливами, сгонами и нагонами.

---

[1] В настоящее время тростниковые берега здесь сохранились только в устье Амударьи.



Типы коралловых построек: 1 — окаймляющий риф; 2 — барьерный риф; 3 — внутрилагунные рифы; 4 — атолл

Атолл Аратика в архипелаге Туамоту. Тихий океан

Коралловые берега. В тропических и экваториальных морях нередко существенная роль в формировании рельефа береговой зоны принадлежит рифостроителям — различным животным и растительным организмам, способным усваивать известь из морской воды и строить свои скелеты, из которых благодаря колониальному образу жизни этих организмов в ходе их отмирания, разрушения и последующей цементации продуктов разрушения образуется известняковая порода — рифовый (коралловый) известняк. Геологические тела, а вместе с тем и формы рельефа, возникающие при этом процессе, называют *коралловыми рифами,* хотя уже давно стало известно, что к рифостроителям относятся не только кораллы, но и другие организмы.

Все же основную, доминирующую часть рифостроителей образуют шестилучевые кораллы из группы Madrepora и некоторые восьмилучевые кораллы (Tubipora, Heliopora). Почти столь же значительную роль в формировании рифовых построек играют известковые водоросли Lithotamnium, Halimeda и некоторые другие. Кроме того, рифовые постройки могут образовывать также некоторые гидроиды, мшанки, моллюски (верметиды) и даже некоторые многощетинковые черви (эрмелиды).

Выделяют несколько различных типов коралловых построек. Прежде всего упомянем *атоллы* — кольцеобразные постройки, более типичные для открытых пространств океана. В кольце, образованном коралловым известняком и именуемом римом, располагается лагуна. В береговой зоне континентов или крупных островов обычно формируются береговые, или *окаймляющие, рифы* — своеобразные подводные известняковые террасы, покрытые в своей внешней зоне живыми колониями кораллов. Вдоль многих участков берегов тропических морей можно наблюдать еще один вид коралловых построек — *барьерные рифы,* представляющие собой коралло-известняковые гряды, протягивающиеся параллельно берегу на десяки, а то и сотни километров. Крупнейшим барьерным рифом является Большой Барьерный риф у восточного побережья Австралии, имеющий длину до 1,5 тыс. км. Акватория, заключенная между берегом и барьерным рифом, как и акватория внутри атолла, называется *коралловой лагуной.* В лагуне также развиваются

Пляж из кораллового песка и гравия
на острове Абд-эль-Кури (Индийский океан)

рифовые постройки — *внутрилагунные рифы.* Особый тип рифовых построек образуют микроатоллы, или *фаросы.* Это также кольцеобразные, подобные атоллам коралловые постройки, однако размеры их гораздо меньше. Они встречаются и на окаймляющих, и на барьерных рифах, и среди внутрилагунных рифов. В отдельных случаях атоллы состоят из серии фаросов, как, например, Мальдивские острова.

Любая крупная коралловая постройка представляет собой комплекс определенных морфологических элементов, причем каждому из этих элементов свойственны определенные черты динамики и экологии. Ниже дается описание этих элементов, сделанное на основе конкретных наблюдений, проведенных на атоллах Тихого океана, островах Индийского океана и на коралловых рифах Мадагаскара.

Прежде всего выделяется *внешний склон рифа.* Он характеризуется значительной крутизной, иногда имеет вид почти отвесной стены и интенсивно расчленен глубокими крутостенными ложбинами, разделенными гребнями. Это зоны постоянного воспроизводства кораллового материала и одновременно постоянной деструкции его под мощным воздействием разрушающихся здесь волн открытого океана. Глубина ложбин достигает 5—8 м, стенки их на 40—70% покрыты живыми колониями кораллов, что, вообще говоря, свидетельствует против того, что эти ложбины — выработанные формы. На глубине 6—10 м склон обычно выполаживается и нередко покрыт крупными обломками кораллового известняка и коралловым песком.

Резкий перегиб профиля дна в виде бровки отделяет внешний склон от следующего элемента — рифового плато, или *риф-флета.* Верховья ложбин внешнего края, врезаясь в риф-флет, придают его бровке бахромчатое расчленение. Рифовое плато — основная вершинная поверхность коралловой постройки.

Риф-флет имеет зональное строение. Он состоит из следующих зон: внешний риф-флет, зона коралло-водорослевого вала, внутренний риф-флет, в пределах которого выделяется также как особый элемент подзона песчаных отмелей и островов. Внутренний риф-флет уступом (внутренний склон рифа) обращен к дну лагуны.

Внешний риф-флет (или предриф-флет) представляет собой узкую полосу относительно выровненной поверхности, выработанной прибойными потоками в месте разрушения штормовых океанских волн или крупной зыби. Продукты разрушения рифового известняка, образующиеся в процессе формирования промоин на внешнем склоне, не задерживаются на внешнем риф-флете вследствие огромных скоростей, развиваемых здесь прибойным потоком. Весь этот главным образом грубообломочный материал начинает аккумулироваться на некотором расстоянии от бровки, там, где переносящая способность прибойного потока начинает идти на убыль. Здесь из глыб и щебня строится следующий зональный элемент риф-флета — коралло-водорослевый вал. Глыбы и щебень коралловых известняков, приносимые сюда прибоем, нагромождаются в виде вала или гряды, на которой в изобилии поселяются кораллы и известковые водоросли Lithotamnium, цементирующие этот обломочный материал.

Под действием приливных течений и прибоя коралло-водорослевый вал нередко оказывается расчлененным на ряд отдельных звеньев, имеющих вид вытянутых бугров — «крэгов», разделенных проходами, или «кулуарами». Над валом, отдельные участки которого осушаются при отливе, разбиваются волны средних и малых размеров, но они также оказывают разрушающее воздействие на слагающий его материал. Мелкий щебень и гравий приносятся прибойным потоком на тыловую часть коралло-водорослевого вала, и здесь из него строятся «микрокосы» или «косички», ориентированные в целом по нормали к общему простиранию вала.

Внутренняя зона риф-флета более спокойная в гидродинамическом отношении. Здесь «работают» небольшие местные волны. На больших пространствах поверхность риф-флета покрыта коралловым песком, местами

даже илом. Кое-где на рыхлых грунтах поселяется морская трава (Poseidonia, Talassia, Zostera). Иногда на рифовом известняке имеются поселения живых кораллов, но это главным образом тонкие, ветвистые, хрупкие формы кораллов в отличие от массивных или сетчатых форм, поселяющихся на внешнем склоне рифа и на коралловом водорослевом вале, хорошо приспособленных к тому, чтобы противостоять силе прибоя.

Здесь же, во внутренней зоне риф-флета, обычно поближе к лагуне, образуются подводные аккумулятивные формы в виде отмелей из песка и гравия. Отмели по мере нарастания в высоту превращаются в песчаные островки — «sand cay», которые вскоре осваиваются растительностью (мангры, панданусы, затем кокосовые пальмы). Такие освоенные растительностью и имеющие уже почвенный покров острова в Полинезии и Микронезии обычно называют «моту». Кольцо островов, которое оконтуривает лагуну атолла, обычно состоит из таких «моту». Таким образом, то, что обычно называют «коралловыми островами», в действительности представляет собой аккумулятивные формы типа островных баров, построенные волнами из продуктов разрушения кораллов и коралловых известняков.

Коралловые острова обычно окаймлены неширокими, но хорошо сформировавшимися пляжами. Иногда центральная часть острова оказывается осложненной эоловыми формами. В некоторых случаях благодаря формированию валов как с внешней стороны кораллового острова, так и со стороны лагуны средняя часть острова превращается в заключенное между этими валами понижение, в которое во время сильных штормов устремляются потоки воды, образующиеся при разбивании волн и в результате штормового нагона. Эти потоки эродируют среднюю часть острова, создавая здесь сравнительно глубокую продольную депрессию, как, например, на главном острове атолла Фунафути (о. Тувалу).

Внутренний риф-флет заканчивается коротким, но четко выраженным уступом, обращенным к дну лагуны. На дне лагуны выделяются плоские пространства, образующие большую часть донной поверхности, покрытые песком или илом, нередко скоплениями известковых пластинок водоросли Halimeda, называемыми «халимедовым песком».

В лагунах обычно поселяются хрупкие, ветвистые формы кораллов. Отмечается четко выраженная специализация кораллов даже при сравнении коралловой фауны различных участков какого-либо одного элемента. Так, например, по Шевалье, к вершинам внутрилагунных рифов, их склонам, к внутреннему склону риф-флета и к дну лагуны обычно приурочены совершенно определенные виды кораллов. Такая же специализация характеризует и распределение живых кораллов на риф-флете и на внешнем склоне рифа. Наблюдения на атолле Маракеи (о-ва Гилберта) показали, например, что очень четко проявляется локализация распространения голубых кораллов (Heliopora), которые на риф-флете этого атолла строго приурочены к продольной (относительно его края) ложбине, остающейся залитой водой во время отлива. К внешнему склону рифа, как уже упоминалось, обычно приурочены наиболее стойкие формы — Acropora prostata, Acropora cuneata, Porites lobata, Favia, трубчатые красные кораллы Tubipora. На риф-флете под защитой водорослевого вала селятся более хрупкие формы — Acropora poliferas, Acropora cervicornis и др. [Геогр. атоллов… 1973].

Несколько слов о внутрилагунных рифах. Морфологически выделяются платообразные, холмовидные, столбовидные внутрилагунные рифы (patches, knolls, pinnacles). Платообразные рифы имеют крутые склоны и значительную по площади плоскую вершину; холмообразные характеризуются конической формой; столбовидные имеют вертикальные склоны и очень небольшую по площади уплощенную вершину. К названным типам можно прибавить еще один — грядообразные внутрилагунные рифы, известные, например, в лагуне атолла Кантон (Микронезия) и на шельфе южного побережья Кубы.

Техногенные берега

Размыв берега, происходящий либо в силу естественных причин, либо в результате нарушения сложившегося в береговой зоне равновесия, при вмешательстве человека почти всегда явление нежелательное. Как правило, при размыве наносится ущерб земельному фонду, уничтожаются ценные

Разрушенная волнами берегозащитная стенка — «опояска». Вдали видна серия бун. Калининградское побережье Балтийского моря

народнохозяйственные объекты. Человеком проводятся различные мероприятия по борьбе с размывом берега.

Средства защиты берегов А. М. Жданов [1958] предложил делить на пассивные и активные. Пассивные — это различного рода защитные стены и волноломы, назначение которых — принимать на себя разрушительное действие прибоя. Имеется немало различных конструкций берегозащитных стен, однако все они раньше или позже оказываются разрушенными, что требует новых больших затрат на укрепление берега.

К активным методам защиты принадлежат такие, которые основаны на использовании природных закономерностей «самозащиты» берега, т. е. таких закономерностей, которые ведут к возникновению условий, сводящих к нулю разрушающее действие волн и прибоя. Среди этих методов наиболее распространено применение бун — небольших и невысоких стен, ориентированных по нормали к береговой линии, предназначенных для создания многократно повторяющейся ситуации «заполнения входящего угла» и получения таким образом вдоль размывающегося берега защитной полосы пляжа. Наиболее удачно применение бун при существовании вдоль берега потока наносов. Другой активный метод, который может также комбинироваться с первым, — сооружение подводных волноломов, которые могут создавать волновую тень у размывающегося берега, что будет способствовать накоплению пляжа и ликвидации размыва [*Зенкович*. 1962]

Ю. Н. Сокольниковым [1976] разработаны основы инженерной геоморфологии берегов и ее применения в практике защиты берегов морей и водохранилищ. Кроме бун и волноломов автор предлагает использовать целый ряд закономерностей развития берега для целей создания искусственных перейм, островов, искусственно изрезанной береговой линии, которая сводит на нет абразию, и др. В последние годы получены расчеты по созданию искусственных пляжей как средства защиты от размыва. В настоящее время в Грузии под руководством А. Г. Кикнадзе успешно создаются искусственные «свободные» пляжи путем отсыпки гальки в зону прибоя, чем усиливается питание испытывающих здесь дефицит потоков наносов. Всеми указанными методами в настоящее время созданы многочисленные участки искусственных берегов. Поскольку такие отрезки берега могут иметь значительную протяженность (до десятков километров), можно с полным правом говорить о техногенных берегах как об одном из типов морских берегов.

Классификация морских берегов и протяженность берегов различных типов

Известно большое число классификаций берегов, предложенных различными авторами, однако вследствие ограниченного объема главы мы не в состоянии их здесь даже перечислить.

Принимая во внимание отличительные факторы развития береговых форм, все берега, как это можно видеть из предыдущего текста, могут быть разделены на: 1) *денудационные,* т. е. берега, не измененные или слабо измененные морскими береговыми процессами и развивающиеся под воздействием субаэральных, главным образом склоновых денудационных, процессов; 2) берега, сформированные или формируемые исключительно *волновыми процессами*; 3) *осушные* — формируемые волновыми процессами при существенном участии таких факторов, как

Таблица 3

Классификация типов морских берегов по генезису и стадиям эволюции береговой линии

Типы берегов, выделенные по генезису	*Типы берегов, выделенные по стадиям эволюции береговой линии*							
	а) не измененные или слабо измененные морскими береговыми процессами	*б) абразионные расчлененные*	*в) абразионные выровненные*	*г) абразионно-аккумулятивные расчлененные*	*д) абразионно-аккумулятивные выровненные*	*е) аккумулятивные расчлененные*	*ж) аккумулятивные выровненные*	*з) аккумулятивные размывающиеся*
1) Денудационные	*	*						
2) Формируемые волновыми процессами		*	*	*	*	*	*	*
3) Осушные				*	*	*	*	*
4) Дельтовые					*	*	*	*
5) Коралловые					*	*	*	*
6) Фитогенные					*	*	*	*
7) Криогенные		*	*	*				
8) Техногенные				*	*	*	*	*

приливы-отливы, сгоны-нагоны; 4) *дельтовые;* 5) *коралловые;* 6) *фитогенные;* 7) *криогенные* — берега, вырабатываемые термоабразией в мерзлых породах и во льду; 8) *техногенные.*

По характеру процесса эволюции берега (нарастание или отступание) и степени выровненности целесообразно выделять: а) берега, не измененные или слабо измененные морскими береговыми процессами; б) абразионные расчлененные; в) абразионные выровненные; г) абразионно-аккумулятивные расчлененные; д) абразионно-аккумулятивные выровненные; е) аккумулятивные расчлененные; ж) аккумулятивные выровненные; з) аккумулятивные размывающиеся. Обе классификации дополняют друг друга (табл. 3).

С береговой зоной связана разнообразная и экономически важная хозяйственная деятельность человека. Поэтому представляется далеко не праздным вопрос: какова протяженность различных типов берегов и берега Мирового океана в целом? Лабораторией морской геоморфологии МГУ такие измерения были проведены [*Лукьянова* и *Холодилин.* 1975]. Общая длина береговой линии Мирового океана оказалась равной 777 тыс. км (табл. 4).

Из таблицы следует, что наиболее распространенными являются аккумулятивные

Таблица 4

Длина береговой линии и протяженность берегов различных типов

Типы берегов	*Длина береговых линий, тыс. км*	*Протяженность типов берегов: в тыс. км*	*Протяженность типов берегов: в % от общей протяженности*
Не измененные или слабо измененные морем	328,6	113,0	24,11
Абразионные расчлененные	87,7	72,8	15,53
Абразионные выровненные	33,7	29,5	6,29
Абразионно-аккумулятивные расчлененные	97,5	77,5	16,53
Абразионно-аккумулятивные выровненные	23,5	18,9	4,03
Аккумулятивные расчлененные	76,5	39,7	8,46
Аккумулятивные выровненные	125,9	93,1	19,91
В том числе лагунные	61,3	50,1	10,68
Неопределенные	24,1	24,1	5,14
Всего	777,0	468,6	100,0

берега, которые в сумме (расчлененные и выровненные) составляют 28,37% от общей протяженности берегов Мирового океана. Обращает на себя внимание также широкое распространение берегов, не измененных или слабо измененных морем (24,11%).

Раздел 4

МОРСКИЕ ТЕРРАСЫ; ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Древние береговые линии и морские террасы

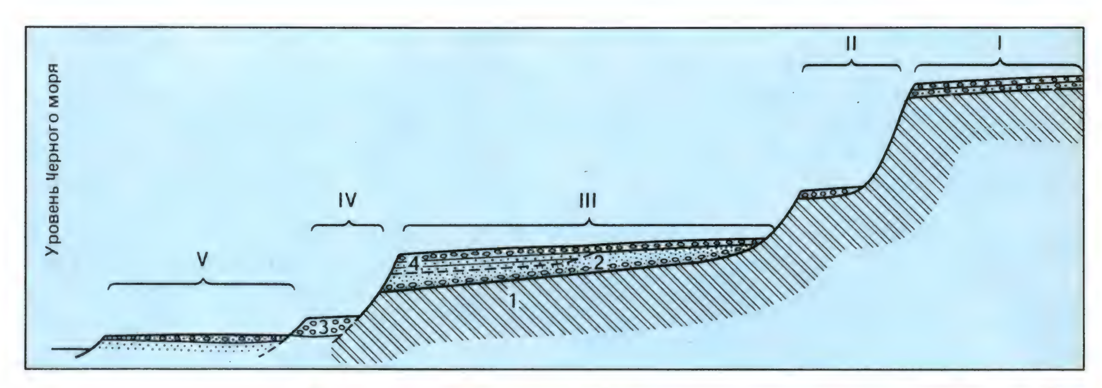
Наряду с современными формами в прибрежной полосе суши и морского дна встречаются различные реликтовые, древние, формы берегового рельефа, образованные при более низком или более высоком, чем современный, уровне моря. Изменения уровня моря в плиоцен-четвертичное время происходили за счет изменения количества воды в Мировом океане в связи с чередованием ледниковых периодов и межледниковий. На основании подсчетов объемов ледников было убедительно показано, что в межледниковья уровень океана повышался не более чем на 10 м над современным, а во время ледниковых эпох его понижение могло происходить на 100—120 м ниже современного уровня [*Марков и др.* 1968; *Каплин.* 1973]. Следовательно, если мы обнаруживаем где-либо плейстоценовые береговые формы, расположенные выше 10-метровой изогипсы или ниже 120-метровой изобаты, то их гипсометрическое положение обусловлено тектоническими движениями земной коры.

Комплексы абразионных и аккумулятивных береговых форм рельефа и прибрежных типов отложений, прослеживаемые выше или ниже современного уровня моря, называют древними береговыми линиями. При этом «поднятыми» береговыми линиями называют те, которые находятся сейчас выше, чем современная береговая линия. Они, естественно, изучены лучше, чем «погруженные», т. е. затопленные, находящиеся в настоящее время под водами Мирового океана.

Д. Д. Бадюковым [1982] проведена систематизация признаков древних береговых линий, которые им подразделяются на морфологические, литологические и биогенные. К морфологическим признакам отнесены клиф, бенч, волноприбойные ниши, котлы высверливания, формы прибрежного растворения известняков, все береговые аккумулятивные формы. К литологическим признакам относятся отложения пляжа, бич-рок (своеобразная порода — результат молодой цементации пляжевых отложений), оолитовые пески (оолиты — зерна химически выпавшей из раствора извести, формируются только на малых глубинах), отложения осушек и маршей, лагунные отложения. К биогенным признакам им отнесены ископаемый торф, раковины моллюсков, рифообразующие кораллы. По этим биогенным образованиям при помощи радиоуглеродного метода можно определить абсолютный возраст древних береговых линий.

Морфологически «поднятые» береговые линии чаще всего выражены в виде так называемых *морских террас.* Обычно морской террасой называют некоторую наклонную или слабо наклонную поверхность морского генезиса с прилегающим к ней уступом, одновозрастным с этой поверхностью; со стороны моря такая терраса также ограничена уступом, который является более молодым и одновозрастным с нижележащей террасой. Можно различать несколько типов террас в зависимости от их морфологии и происхождения. Наиболее общим разделением их можно считать на *береговые* и *донные* террасы. Первые представляют собой по преимуществу древние надводные формы, выраженные серией береговых валов, т. е. это береговые аккумулятивные формы, образовавшиеся при ином по сравнению с современным относительном положении уровня моря. Морской генезис такой формы легко устанавливается по составу осадков и обычно содержащейся в них макро- и микрофауне. Установлению морского происхождения осадков способствует также изучение микрофлоры (например, морских видов или родов диатомовых). Однако высотное положение береговой линии, при котором формировалась эта терраса, может быть определено в большинстве случаев лишь приблизительно. Если речь идет о бесприливном море, то можно считать, что на умеренно приглубом берегу превышение берегового вала над уровнем воды в море может составлять до 2 м, следовательно, высота уровня, при котором формировалась данная терраса, должна примерно равняться высоте ее поверхности минус 2 м.

Чаще исследователь встречается с донными террасами, которые представляют собой сочетание береговой формы, выраженной в виде клифа, и участка бывшего подводного склона. Нередко наблюдается серия или лестница таких террас. В каждой из них различа-



Морские террасы в районе Сухуми [по *Федорову*. 1978]. Литологический состав: 1 — песчаники и мергели флиша, 2 — песок, 3 — галька, 4 — супесь

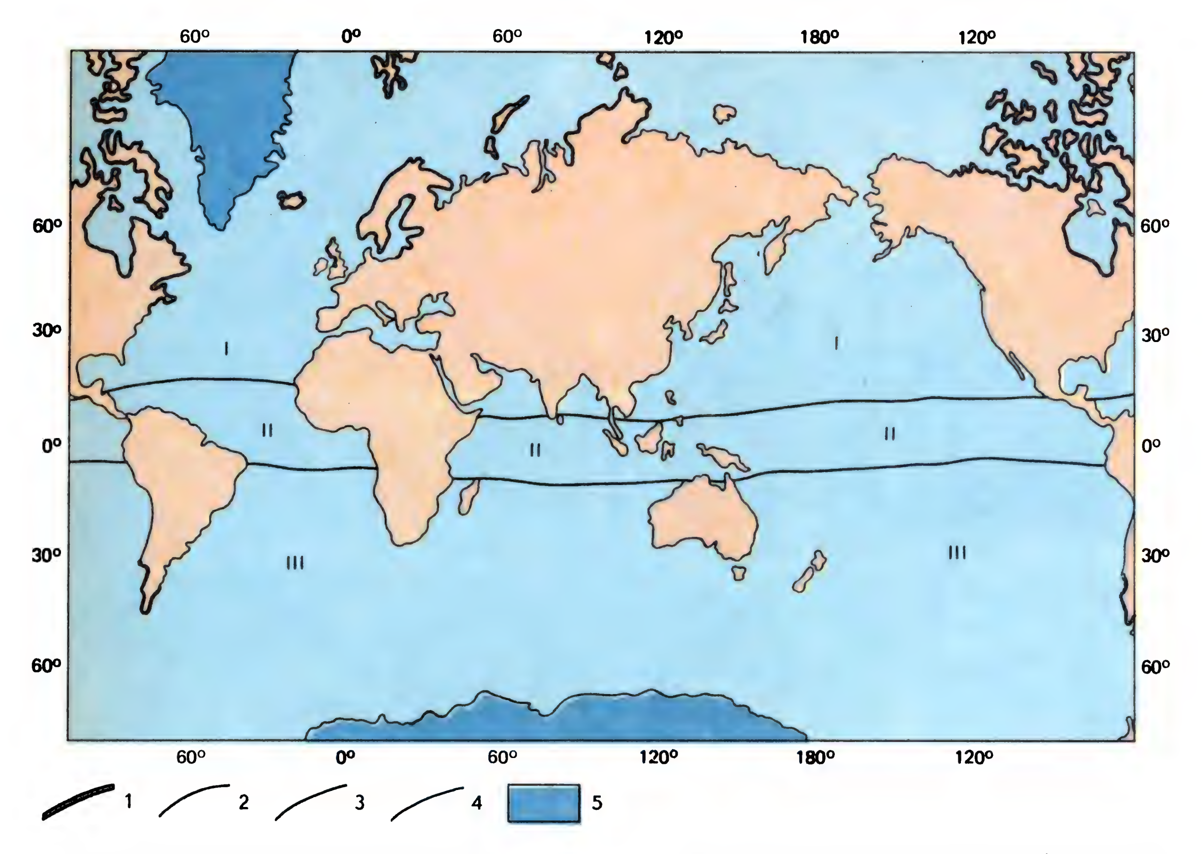
Морские террасы на Чукотке

ются следующие элементы: *тыловой шов, уступ, поверхность, бровка* террасы. В зависимости от того, каково геологическое строение террасы, можно различать террасы *аккумулятивные* (полностью сложенные рыхлыми морскими осадками, геологически одновозрастными ее поверхности), *цокольные* (только верхняя часть разреза террасы сложена морскими одновозрастными ей отложениями) и *коренные*, или *абразионные* (терраса целиком выработана в породах старше ее по возрасту).

Для выяснения истории развития рельефа морского побережья представляет интерес задача прослеживания террас вдоль берега, т. е. возникает необходимость сопоставления высот террас, выявленных исследователями на разных поперечниках.

Высоту террасы следует определять по высоте ее *тылового шва,* т. е. подножия одновозрастного с ней уступа, так как в большинстве случаев он соответствует положению береговой линии во время образования поверхности террасы. Неправильно определять высоту террасы по ее бровке, так как в зависимости от того, насколько была разрушена данная терраса во время формирования более молодой, располагающейся ниже ее террасы, отметки на бровке одной и той же террасы на разных ее поперечниках могут сильно различаться.

Затопленные древние береговые линии также различают прежде всего по их батиметрическому положению. При этом допускается, что встреченные на соседних профилях на одной и той же глубине древние береговые линии идентичны, т. е. одновозрастны. Это допущение по возможности проверяется и по другим признакам, например таким, как состав отложений, слагающих береговые формы, состав и возраст встреченной в них фауны, абсолютный возраст и др.



Изменение уровня океана за последние 5—6 тыс. лет [по *Д. Д. Бадюкову*. 1978]. Континентальные побережья: 1 — гляциоизостатические поднятия берегов, 2 — уровень за последние 5—6 тыс. лет не превышал современный, 3 — уровень поднимался выше современного на несколько метров, 4 — уровень достиг высоты современного 5 тыс. лет назад и с тех пор практически оставался постоянным, 5 — области современного оледенения. Мировой океан: I — уровень в течение последних 5—6 тыс. лет постепенно поднимался до высоты современного, II — уровень достиг высоты современного 5 тыс. лет назад и с тех пор практически оставался постоянным, III — уровень поднимался выше современного на 2—3 м

Если мы построим график изменений высот террас вдоль какого-либо участка побережья, то получим чертеж, который называют спектром террас. На таком графике нетрудно выделить участки побережья, испытавшие со времени образования террасы бо́льшие или меньшие поднятия или опускания, или же установить стабильность тектонических условий на данном отрезке побережья.

В течение нескольких последних десятилетий одним из дискуссионных был вопрос о характере и масштабах послеледниковой трансгрессии.

Трансгрессия океана, вызванная таянием покровных ледников последнего (валдайского, вюрмского, висконсинского) оледенения, называется позднепослеледниковой, или фландрской. Во время оледенения уровень Мирового океана в результате того, что около 35 млн км^3 его вод было законсервировано в ледниковых покровах, был ниже современного на 90—100 м (по мнению некоторых исследователей — на 130 м). При таянии и отступании покровных ледников Европы и Америки 18—17 тыс. лет назад уровень океана начал подниматься, при этом затоплялись пространства современного шельфа. Название «фландрская трансгрессия» предложено Дж. Дебуа [*Dubois*. 1924], исследовавшим низкие террасы северного побережья Франции и Бельгии. В настоящее время намечается тенденция сделать этот термин общеупотребительным по отношению к последней послеледниковой трансгрессии.

Фландрская трансгрессия разделяется на два этапа: верхнеплейстоценовый (17—6 тыс. лет назад) — период быстрого подъема уровня со скоростью 9 м в тысячелетие, голоценовый (от 6 тыс. лет назад до наших дней) — период постепенного замедления подъема уровня от 4 до 1 м в тысячелетие или его колебаний относительно современного нуля глубин. Характер трансгрессии во время первого этапа не вызывает сомнений у большинства

исследователей: она развивалась стремительно и затапливала верхнюю часть современного шельфа. Вероятно, существовали этапы ускорения и замедления подъема уровня океана.

Относительно изменений уровня океана последние 6 тыс. лет недавно существовали два основных мнения: 1) уровень океана медленно и непрерывно повышался, асимптотически приближаясь к современному положению, которого он достиг лишь совсем недавно и никогда не поднимался выше его (Ф. Шепард); 2) уровень моря впервые достиг современного положения 6 тыс. лет назад и с тех пор подвергался небольшим положительным и отрицательным колебаниям. Р. Фейрбридж [*Fairbridge R.* 1961] считает, что уровень океана 5,0 и 3,7 тыс. лет назад превышал современный на 3—4 м. Соответственно эти пики фландрской трансгрессии получили название древней и молодой перонских стадий. После ряда мелких осцилляций 2,3 и 1,2 тыс. лет назад уровень вновь поднимается до отметки 1,5 м (соответственно стадии аббролхос и роттнест).

Однако исследования последних лет, проведенные по проектам Международной программы геологической корреляции, позволили более полно изучить процесс распределения талых ледниковых вод по поверхности Мирового океана [*Каплин и др.* 1982а; *Devoy.* 1987]. По модели, разработанной Дж. Кларком, У. Фаррелом и У. Пельтье [*Clark et al.* 1979], перераспределения масс воды и льда на поверхности Земли вызывают региональные изменения гравитационного потенциала и приводят к различному по амплитуде поднятию уровня океана. Этими авторами выделено несколько зон с неодинаковыми изменениями уровня в голоцене.

Сравнения теоретической количественной модели с фактическими данными по фландрской трансгрессии в целом подтверждают выводы Дж. Кларка с коллегами. Такое сравнение на основании компьютерного анализа многочисленных радиоуглеродных дат проводилось В. Ньюманом [*Newma et al.* 1980]. Построенные по датам кривые изменения уровня океана за 6 тыс. лет в различных районах сильно различаются: в умеренных широтах северного полушария трансгрессия не превышала современный уровень океана, что согласуется с известной общепланетарной кривой Ф. Шепарда [*Shepard.* 1961], а в южном полушарии уровень океана в то же время колебался около современного положения, как было показано в свое время Р. Фейрбриджем. Подтверждение расчетов, сделанных по модели, было получено и Д. Д. Бадюковым [1982], который на основании фактических данных выделил шесть районов Мирового океана, совпадающих с теоретически рассчитанными зонами различного по амплитуде подъема уровня талых ледниковых вод.

На изменения уровня моря во время фландрской трансгрессии, имевшей гляциоэвстатическую природу, накладывались новейшие тектонические деформации побережий, изостатические поднятия районов древнего и современного оледенения, сильные штормовые нагоны и т. п. Поэтому анализ морфологических индикаторов трансгрессии сложен и требует комплексного подхода.

Фландрская трансгрессия имела огромное влияние на формирование шельфа и побережий [*Каплин.* 1973]. Благодаря тому что в период трансгрессии береговая зона мигрировала вверх по шельфу, в толщу его осадков оказались закономерно включены субаэральные и береговые образования. Современная береговая линия начала развиваться только после того, как уровень океана достиг близких современному нулю глубин отметок. С этой точки зрения можно считать, что возраст современной береговой линии — 6 тыс. лет и она является продуктом фландрской трансгрессии.

О современных относительных вертикальных движениях берегов Мирового океана

На вертикальные движения поверхности прибрежной суши накладывается общее для всех берегов океана эвстатическое повышение уровня Мирового океана. Гидрологи определили скорость этого процесса: оказалось, что по наблюдениям по футштокам за период 1924—1964 гг. уровень повышается ежегодно в среднем на 2,3 мм [*Калинин и др.* 1976]. Если же судить о скоростях поднятия уровня за последнее тысячелетие, то оно составляет около 1 мм/год. Там, где происходит абсолютное погружение берега, эвстати-

ческое повышение уровня усиливает относительный эффект погружения; там, где происходит тектоническое поднятие берега, эвстатическое повышение уровня либо ослабляет, либо нейтрализует его эффект.

Поскольку практический интерес представляет вопрос, затопляется или осушается берег, то целесообразно говорить именно об относительных вертикальных движениях берегов, т. е. о суммарном эффекте тектонических, изостатических и эвстатических движений. Наши исследования показали, что из 238 футштоков мира лишь немногие расположены в тектонически стабильных условиях, т. е. и футштоки в основной своей массе показывают не абсолютные, а относительные изменения уровня Мирового океана.

Количество футштоков не столь велико, чтобы только по их показаниям можно было судить о современных относительных вертикальных движениях берегов Мирового океана. С меньшей точностью, в известной мере гипотетически, такие представления можно получить исходя из того, что тому или иному типу вертикальных движений берега соответствует тот или иной геоморфологический тип берега [*Никифоров, Соловьева.* 1975]. Специальное исследование этого вопроса показало, что аккумулятивные, в особенности лагунные, берега наиболее типичны для погружающихся берегов; выровненные абразионные и абразионно-аккумулятивные — для стабильных в тектоническом отношении берегов; слабо изменены морем берега, испытывающие быстрые тектонические поднятия. Выяснено также, что очень большие скорости вертикальных движений берегов характеризуют побережья, подверженные воздействию изостатического фактора. В связи с этим максимальная скорость поднятия берега (до 5—14 мм/год) отмечается в областях интенсивного послеледникового изостатического поднятия — в Канаде, на Балтийском щите, на Шпицбергене, а значительные погружения — в Гренландии и Антарктиде.

Значительные отрицательные вертикальные движения берегов свойственны прибрежным низменностям, сложенным мощной толщей рыхлых осадков. По ряду свидетельств можно судить, что такие движения связаны с гравитационным уплотнением осадков. Особенно подвержены уплотнению и соответственно «усадке» поверхности торфянистые отложения. В частности, илистые и мангровые берега низменностей тропических и экваториальных стран испытывают интенсивное погружение именно в силу этого фактора. Воздействие на устойчивость берега «усадки», по-видимому, не меньше, чем воздействие изостатического фактора.

Эффект усадки рыхлых отложений, слагающих аккумулятивные побережья, усугубляется в том случае, если на таком побережье расположен крупный город. Уплотнение осадков усиливается под тяжестью городских строений и сооружений. Так, в дельте Миссисипи в окрестностях Нового Орлеана относительное погружение составляет от 1,2 до 4,9 мм/год. Под Шанхаем земная поверхность погружается со скоростью более 10 см/год, близка к этой величине (несколько сантиметров в год) скорость погружения Венеции.

Интересно, что там, где следовало бы ожидать максимальных скоростей вертикальных движений берегов, — на побережьях геосинклинальных областей недавнего альпийского орогенеза — скорости относительных поднятий или опусканий оказываются не так велики. Это свидетельствует, очевидно, о том, что «нормальные» (т. е. не связанные с такими катастрофическими явлениями, как землетрясение, вулканические, грязевулканические извержения, или не обусловленные изостазией и усадкой грунта) скорости собственно тектонических вертикальных движений намного меньше тех, которые часто приводятся в популярной литературе.

Некоторые участки берегов, возможно, испытывают значительные скорости относительных движений уровня океана в связи с рифтогенезом. Например, большая скорость поднятия голоценовых террас на северных берегах Шпицбергена (до 1,5—2 мм/год), возможно, связана с влиянием хр. Гаккеля — одного из звеньев системы срединно-океанических хребтов. Следует ожидать высокие скорости движений земной коры на побережьях Аденского залива и Красного моря, а также Калифорнийского залива, но мы, к сожалению, не располагаем подобными сведениями.

Табл. 5, как и карта (см. форзац), показывает, что максимальная протяженность берегов, испытывающих большие скорости относительного поднятия или погружения (более +5 мм/год), приходится на гляциоизостатичес-

Таблица 5

Относительные вертикальные движения берегов Мирового океана в разных тектонических зонах (протяженность в %)

Направленность и интенсивность относительных вертикальных движений, мм/год	*Неотектоническая характеристика побережья*					
	Гляциоизостатические побережья	*Области альпийского и современного геосинклинального горообразования*	*Области новейшей активизации докайнозойских платформ*	*Области новейшей активизации, связанной с рифтогенезом*	*Области докайнозойских платформ*	*Всего от общей протяженности береговой линии*
Относительное поднятие со скоростью более 5 мм/год	97,1	2,9	—	—	—	
От 1 до 5 мм/год	43,7	41,3	1,4	8,5	5,0	40,8
Менее 5 мм/год	7,6	47,1	18,0	14,0	11,9	
Стабильное состояние	—	18,9	11,1	2,1	67,9	8,9
Относительное опускание со скоростью более 5 мм/год	81,0	3,2	0,8	—	15,0	
От 1 до 5 мм/год	45,8	12,3	1,6	2,8	37,5	50,3
Менее 1 мм/год	9,0	21,2	10,2	4,5	54,3	

кие области, берега стабильные распространены главным образом на окраинах докайнозойских платформ. Берега со скоростями движений +1—5 мм приурочены к областям изостатических движений и геосинклинальных областей, а берега, погружающиеся со скоростью 1—5 мм, главным образом приурочены к геосинклинальным и платформенным областям, причем большую часть их составляют берега, характеризующиеся уплотнением и усадкой слагающих их отложений.

В целом может быть сделан вывод о том, что на земном шаре преобладают берега, относительно погружающиеся и стабильные, что прежде всего отражает эвстатический характер современного наступания океана на сушу. В настоящее время этот процесс привлекает большое внимание, так как подъем уровня океана не только способствует размыву берегов, но и, если скорость повышения уровня будет возрастать вследствие так называемого «парникового эффекта», делает более реальной опасность затопления прибрежной суши со всеми вытекающими из этого отрицательными последствиями, существенно усложняющими деятельность человека на побережьях.

Глава II

БЕРЕГА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Раздел 1

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ БЕРЕГОВ РЕГИОНА

Геологические и геоморфологические условия формирования берегов

Северный Ледовитый океан — наименьший из всех океанов, его площадь (14,7 млн км^2) в 12 раз меньше площади Тихого и в 6 раз меньше Индийского. Почти вся акватория океана лежит за полярным кругом. Специфичной особенностью Северного Ледовитого океана является то, что большая часть (около 70%) площади его дна находится в пределах подводных окраин материков. Данное обстоятельство определяет широкое развитие шельфа (более 45%) и наименьшую по сравнению с другими океанами среднюю глубину (1225 м, при максимальной 5527 м).

Для удобства дальнейшего рассмотрения природных условий целесообразно выделять в Северном Ледовитом океане три региона — Арктический, Норвежско-Гренландский и Канадский. Арктический регион состоит из глубоководного Арктического бассейна и подводных материковых окраин. Между 10 и 170° в. д. это подводная окраина Евразийского континента. Северный полюс расположен в Арктическом бассейне. Между 10 и 167° з. д. Арктический бассейн окаймлен материком Северной Америки и составляющими с ним единое структурно-геологическое целое Гренландией и островами Канадского архипелага. Норвежско-Гренландский регион соответствует Норвежско-Гренландскому бассейну. Кроме этих общепринятых подразделений мы предлагаем море Баффина, проливы Канадского архипелага и Гудзонов залив выделить в виде третьего региона — Канадского.

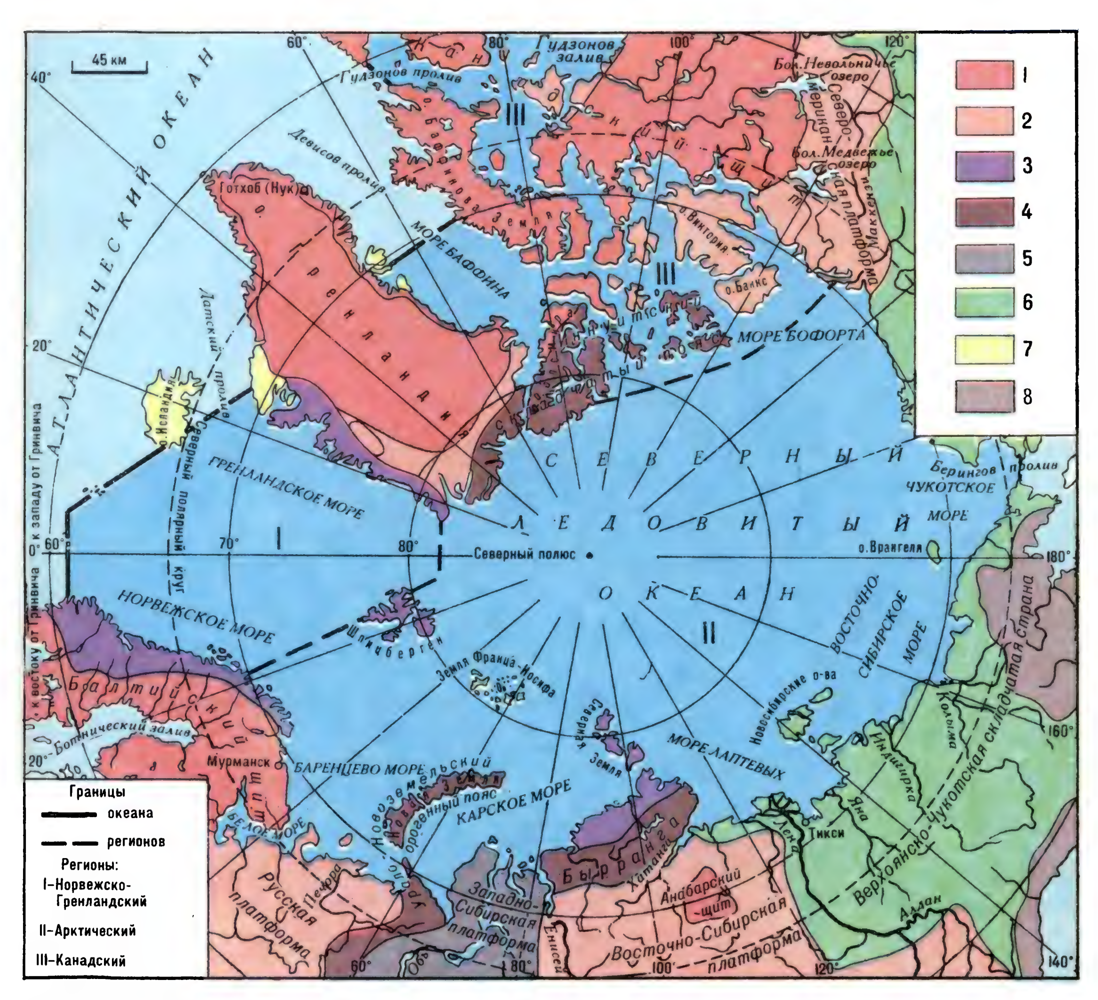
Северный Ледовитый океан окаймляют, частично также продолжаясь под его водами, следующие важнейшие материковые тектонические структуры: Северо-Американская древняя платформа; Исландско-Фарерский выступ каледонской Европейской платформы; Русская древняя платформа с Балтийским щитом и лежащая практически полностью под водой Баренцевоморская древняя платформа; Уральско-Новоземельское горное сооружение; Западно-Сибирская молодая платформа и Хатангский прогиб; Сибирская древняя платформа; Верхоянско-Чукотская складчатая страна.

Рельеф суши североамериканской окраины Северного Ледовитого океана характеризуется преобладанием холмистых, невысоко поднятых денудационных равнин и низкогорий. Как те, так и другие несут повсеместные следы недавней ледниковой обработки. Для северо-западного прогиба наиболее типичны аккумулятивные равнины с мерзлотными формами рельефа.

Крупные острова на севере Канадского архипелага (Земля Элсмир, Девон, Аксель-Хейберг), как и северная часть Баффиновой Земли, имеют горный ледниковый рельеф. Обширные пространства здесь заняты ледниковыми щитами с торчащими над их поверхностями скалистыми пиками и гребнями — нунатаками. Максимальные высотные отметки на Земле Элсмир близки к 3000 м. Окраинные зоны этих горно-ледниковых областей расчленены ледниковыми долинами — трогами, широко распространены другие формы ледниковой денудации.

Очень своеобразна геоморфология Гренландии. Как известно, более 80% площади острова (1,8 млн км^2) занято обширным ледниковым покровом мощностью до 3000 м, поднимающимся до отметки 3231 м. Прибрежная полоса суши (в пределах полосы от 5 до 120 км шир.) почти на всем протяжении побережья свободна ото льда. Она характеризуется горным гляциальным рельефом с троговыми долинами, ледниковыми цирками и карлингами. Во многих местах эта полоса прибрежной суши прорезается долинами выводных ледников, по которым осуществляется ледниковый сток в океан. В местах их выхода к морю рождаются айсберги. Лишь кое-где наблюдаются участки холмисто-равнинного рельефа, обусловленные локальной ледниковой аккумуляцией.

Если следовать вдоль границы Северного Ледовитого океана далее на восток, то после Гренландии мы встретим следующий крупный массив суши — Исландию. Для ее геологического строения наиболее типично повсеместное распространение платобазальтов и вулканов. Соответственно и главные черты рельефа поверхности этого острова определяются прежде всего вулканическими фор-

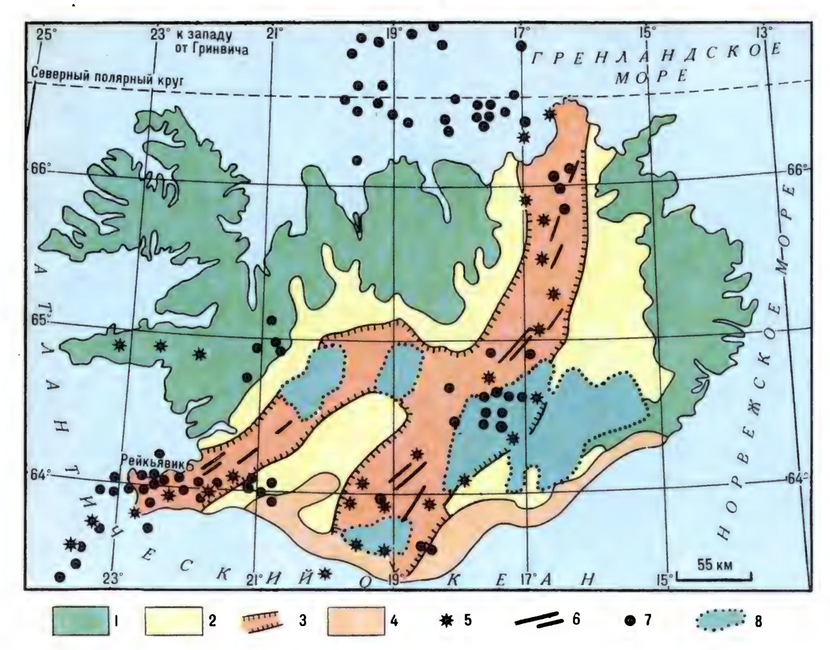


Северный Ледовитый океан и геотектонические структуры, обрамляющие его. Геотектонические структуры: 1 — щиты, 2 — докембрийские платформы, 3 — каледонская складчатость, 4 — герцинская складчатость, 5 — молодая (герцинская) платформа, 6 — мезозойская складчатость, 7 — платобазальты различного возраста, 8 — кайнозойская складчатость

мами — здесь более 30 действующих вулканов. Наиболее высокие районы базальтовых плато заняты ледниковыми массивами покровного типа. Через всю Исландию с юго-запада на северо-восток протягивается зона рифтов, известная под названием Большой грабен Исландии. Именно к зоне Большого грабена и приурочено большинство действующих вулканов, а также эпицентров землетрясений — Исландия высокосейсмична.

Вся поверхность Исландии расчленена ледниковыми долинами, открывающимися к океану. Только на юге простирается обширная равнина моренной и зандровой аккумуляции. Здесь исландия омывается уже водами Атлантического океана.

Далее на восток граница Северного Ледовитого океана идет по подводной возвышенности — Фарерско-Исландскому порогу и затем по 61-й параллели — от Шетландских о-вов до пересечения с берегом Норвегии. К северу от этого пересечения окраина Европейского субконтинента представлена поясом структур каледонской складчатости, выраженным в рельефе в виде Скандинавских гор. Это обширное нагорье, достигающее в южной части высоты 2470 м и на большей части площади характеризующееся развитием денудационных плоскогорий — *фьельдов,* вершинные поверхности которых



Морфотектоническая схема Исландии [Исландия и срединно-океанический хребет. 1977]. 1 — дочетвертичные базальты, 2 — четвертичные базальты, 3 — «Большой грабен» — область современного рифтообразования, 4 — голоценовые рыхлые отложения, 5 — действующие вулканы, 6 — «гъяры» — зияющие тектонические трещины, 7 — эпицентры землетрясений (1954—1974 гг.), 8 — ледниковые покровы

нередко покрыты «шапками» льда. С фьельдами резко контрастируют троговые долины, глубоко и густо расчленяющие поверхность страны и выходящие к океану. В прибрежной полосе также широко распространены «бараньи лбы» и молодые аккумулятивные ледниковые формы типа друмлинов, камов, краевых образований. Северная часть побережья Скандинавского п-ова представлена низкогорьем Финмарк, основные элементы рельефа здесь также созданы ледниками.

Важная роль в формировании рельефа Скандинавского побережья принадлежит разломной тектонике и молодым вертикальным движениям земной коры. Последние здесь имеют главным образом гляциоизостатический характер и приводят к неодинаковому поднятию древних береговых линий относительно современного уровня океана. Наиболее приподнятые древние береговые линии находятся в северной части Скандинавского п-ова (район Ботнического залива и к северу от него).

Как в пределах Канадского архипелага и Гренландии, так и в Исландии и на Скандинавском п-ове гляциальное глубокое расчленение прибрежной полосы суши в совокупности с послеледниковым повышением уровня Мирового океана обусловили повсеместное распространение фиордового типа расчленения береговой линии. Берега гляциального расчленения свойственны и большей части побережья Кольского п-ова. Здесь вплотную к берегу прилегает приподнятая денудационная равнина, представляющая собой древний пенеплен, отдельные части которого по разломам подняты на различную высоту.

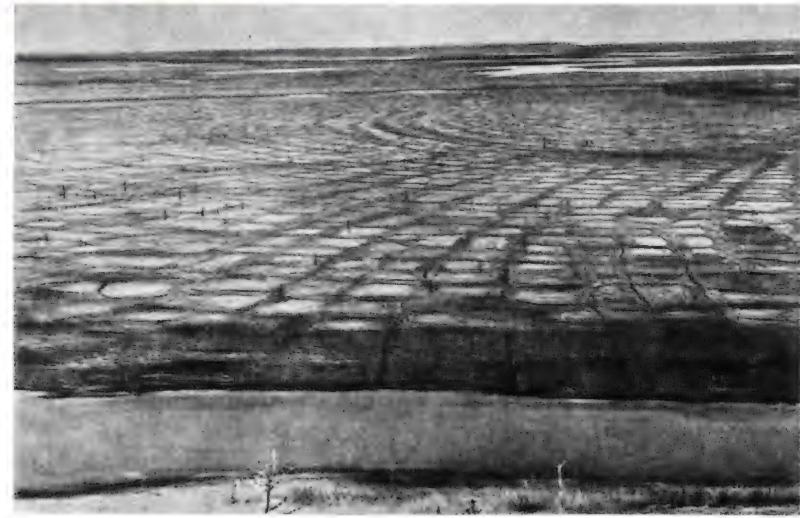
Карельское побережье Белого моря также сложено кристаллическими архейскими породами и глубоко расчленено ледниковыми долинами, однако, поскольку высотные отметки здесь небольшие, гляциальный тип расчленения береговой линии следует скорее отнести не к фиордовому, а к фиардовому, т. е. он сходен с расчленением побережья Финляндии и Швеции. Противоположный берег Белого моря слагают почти горизонтально залегающие палеозойские породы осадочного чехла Русской платформы. В рельефе поверхности равнины, спускающейся с юга к Белому морю, наиболее четкими являются следы последнего (валдайского) оледенения, оставившего здесь серию краевых ледниково-аккумулятивных образований, маркирующих до 5—6 стадий отступания ледникового покрова.

С востока и северо-востока к прибрежной ледниково-аккумулятивной низменности, образующей побережье Белого моря, примыкает низкогорная область Тиманского кряжа. Сглаженные холмисто-грядовые формы рельефа, свойственные Тиманскому кряжу, как и северной части п-ова Канин, представляют собой реликты неогеновых поверхностей выравнивания, перекрытых в плейстоцене ледниковыми отложениями. Низменность, лежащая к востоку от Тимана, называется Печорской. Она сложена толщей палеозойских отложений, залегающих на глубоко погруженном байкальском фундаменте. Коренные отложения почти всюду скрыты под мощной толщей ледниковых отложений,

Арктика. Шпицберген, внутренняя часть фиорда

сейчас свободна от ледникового покрова. Мощность ледника на Северном о. достигает 700 м, а площадь оледенения — 20 тыс. км^2. Поверхность Новой Земли расчленена многочисленными ледниковыми долинами, низовья которых подтоплены морем и представляют собой фиорды.

Северные окраины Баренцева моря образуют архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Шпицберген — горная страна, испытавшая складчатость в нижнем и верхнем палеозое, сложенная докембрийс-



Полигональный микрорельеф поверхности приморской равнины на побережье моря Лаптевых

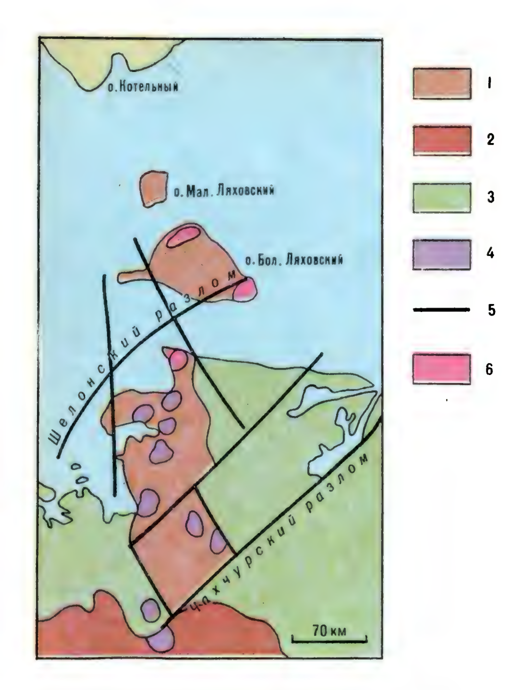
которые представлены моренами, зандровыми и озерными отложениями днепровского, московского и валдайского оледенений.

Другая группа исследователей считает эти отложения ледниково-морскими и соответственно происхождение рельефа поверхности равнины приписывает ледниково-морскому и ледово-морскому факторам.

К востоку от Печорской низменности располагается горный пояс Урала и Новой Земли, соответствующий Уральско-Новоземельскому орогену. Эта область сильно денудирована и в пределах Северного Урала и Пайхоя подвергалась в плейстоцене горному оледенению. Южный о. Новой Земли, как и о. Вайгач, свободен от ледникового покрова, но повсеместно несет свежие следы оледенения, а на крайнем севере Южного о. имеются небольшие ледниковые шапки и каровые ледники. Северный о. покрыт мощным ледником, и только узкая прибрежная полоса суши

кими и нижнепалеозойскими породами. Поверхность сильно расчленена, преобладает горно-ледниковый рельеф, значительная площадь (35 тыс. км^2) покрыта ледниками. Выводные ледники спускаются к морю и порождают айсберги. Низовья глубоко врезанных троговых долин подтоплены океаном и превращены в фиорды.

Земля Франца-Иосифа в структурно-геологическом отношении представляет собой поднятие Баренцевоморской платформы, однако строение ее фундамента неизвестно, на поверхность выходят лишь мезозойские (триас — юра) породы, почти всюду перекрытые базальтами мелового возраста. Благодаря развитию базальтового покрова все острова имеют рельеф плато, причем выровненность рельефа усиливается тем, что 85% площади архипелага покрыто ледниками. Здесь береговая линия образована фиордами и разделяющими их полуостровами.



Меридиональное тектоническое поднятие Чокурдах — Широкостан — Ляховские острова [по *Н. Г. Патык-Кара* и *Л. А. Воронцовой.* 1979]. 1 — Чохчуро-Чокурдахская зона, вовлеченная в воздымание во второй половине среднего плейстоцена; 2 — складчатая система хребта Полоусный; 3 — Приморская низменность; 4 — оловоносные узлы; 5 — разломы; 6 — гранитные интрузии

К востоку от Земли Франца-Иосифа и Новой Земли располагается Карское море. Его южное побережье образует Западно-Сибирская низменность, которая представляет собой молодую платформу, с поверхности сплошь сложенную четвертичными отложениями. Северная ее часть — п-ова Ямал и Гыдан — занята морской равниной и соответственно сложена прибрежно-морскими четвертичными отложениями, в том числе большие площади заняты отложениями самой молодой, доголоценовой трансгрессии. Местами морские пески перевеяны и формируют эоловый рельеф. Как и на побережье Печорской низменности, здесь сплошная вечная мерзлота, выраженная в рельефе различными мерзлотными формами.

Образующий юго-восточное побережье Карского моря п-ов Таймыр в своей северной части занят нагорьем Бырранга. Горы состоят из хребтов и платообразных массивов. Во время среднечетвертичной трансгрессии море затопляло периферийную часть гор Бырранга и сформировало здесь ряд террас (до выс. 270 м). Многочисленны следы более поздних оледенений и морских трансгрессий. Повсеместно распространены мерзлотные формы рельефа.

О-ва Северной Земли ограждают Карское море с востока. Они сложены магматическими, метаморфическими и осадочными породами докембрийского и нижнепалеозойского возраста. Около половины площади островов покрыто ледяными щитами и куполами. Глубокие ледниковые долины расчленяют ту часть островов, которая сейчас свободна от ледникового покрова. Низовья долин подтоплены морем и образуют фиорды. Юго-западное побережье архипелага сложено ледниковыми четвертичными отложениями и низменны. Большую роль в формировании рельефа играют мерзлотные процессы.

Таймыр и Северная Земля образуют западное побережье моря Лаптевых. Его юго-западное побережье — это Северо-Сибирская низменность, в структурно-геологическом отношении относящаяся к депрессионной зоне Сибирской платформы. Здесь развит мощный (до 150 м) покров четвертичных осадков главным образом морского и дельтового происхождения. На поверхности низменности широко распространены полигональные образования, булгунняхи, бугры пучения, бесчисленные озера термокарстового происхождения.

Юго-восточное побережье моря Лаптевых, как и побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей, расположено в пределах Верхоянско-Чукотской складчатой страны.

Крупнейшая река Якутии — Лена — образует обширную и сложную по строению и происхождению дельту. К востоку от нее, от залива Буор-Хая до устья Колымы, простирается огромная Приморская равнина, сложенная толщей четвертичных отложений, скованных вечной мерзлотой, прорезаемая долинами Яны, Индигирки, Алазеи и Колымы, множеством других более мелких рек, испещренная тысячами озер, преимущественно термокарстового генезиса. Между низовьями Колымы и крупнейшим на всем побережье заливом Колючинская губа к морю выходят горы Гыдан, которые вместе с морфоструктурами Чукотки образуют Анюйско-Чукотскую горную область. Большие площади здесь занимает денудационно-вулканический рельеф. У побережья и в крупных прогибах (например, в Колючинском) располагаются аккумулятивные низменности морского и аллювиального генезиса.

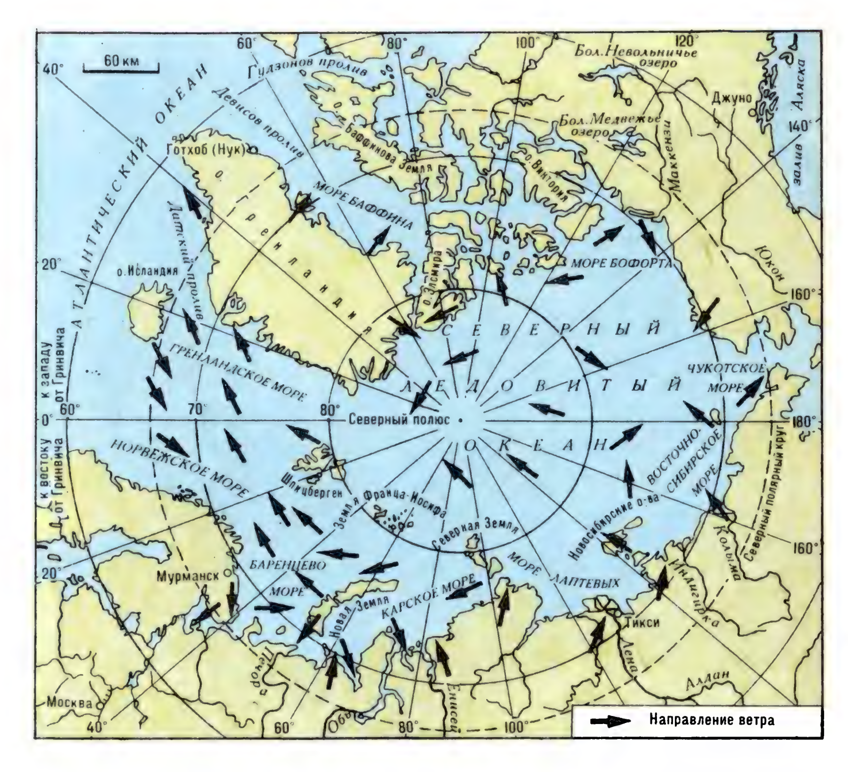


Схема распределения атмосферного давления над поверхностью Северного Ледовитого океана в зимний период

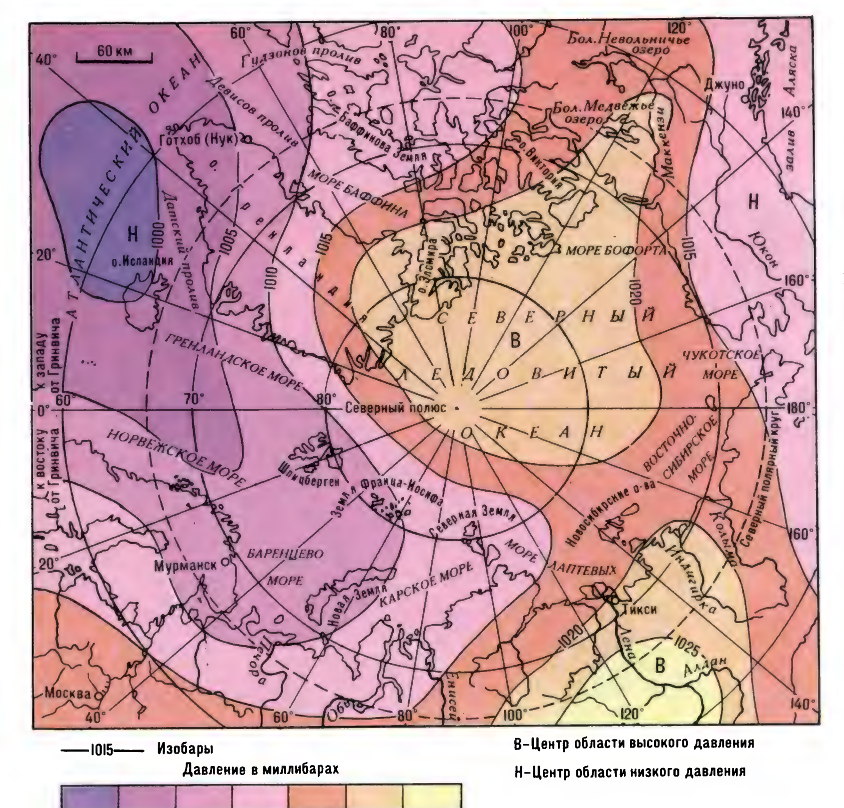
Климатические и гидрологические условия

Главные климатические и гидрологические особенности прибрежных вод Северного Ледовитого океана и его морей определяются положением в высоких широтах. Оно обусловливает недостаток солнечного тепла и слабый прогрев поверхностных вод. Относительно теплым является лишь Баренцево море, наиболее холодны Восточно-Сибирское море, а также воды, омывающие берега Канадского архипелага и Северной Гренландии.

Арктические моря находятся под воздействием таких барических центров, как Полярный и Сибирский максимумы, Исландский и Алеутский минимумы. В целом это определяет муссонный тип атмосферной циркуляции над полярными морями [*Добровольский, Залогин.* 1982]. Зимой для западных морей и Чукотского моря характерна интенсивная циклоническая циркуляция. Циклоны перемещаются в Арктику с Атлантического и Тихого океанов, вызывают сильные ветры и резкие смены погоды. Над Карским морем и морем Лаптевых в это время устанавливается малооблачная антициклональная погода со слабыми ветрами. Антициклональные условия характерны для зимнего времени также в центральной части океана.

Летом климатические различия между морями сглаживаются. Атмосферная циркуляция над ними становится менее интенсивной [*Добровольский, Залогин.* 1982]. Отепляющими факторами в летний сезон наряду с притоком солнечного тепла служат поступление в полярную зону воздуха умеренных широт и теплых вод Северо-Атлантического течения (оно происходит круглосуточно, но из-за отсутствия на больших пространствах ледового покрова летом существуют более благоприятные условия для нагрева прилегающих слоев атмосферы), а также поступление речных вод.

Главной особенностью радиационного режима арктической зоны является то, что в течение полярной ночи поступления солнечной радиации не происходит, вследствие чего здесь в течение 50—150 суток происходит непрерывное выхолаживание подстилающей поверхности. Летом же вследствие длительности полярного дня, несмотря на небольшую высоту Солнца, количество теп-



Направление результирующего ветра в наименее ледовитый месяц — сентябрь [Атлас океанов. 1980]

ла, поступающего за счет солнечной радиации, довольно велико. Весьма значительное количество приходящей радиации теряется за счет облачности и отражения от подстилающей поверхности. В результате радиационный баланс в Арктике большую часть года отрицателен. Годовая величина радиационного баланса на берегах и островах положительна и составляет от 2 до 12—15 ккал/см, а в центральных районах океана отрицательна и составляет около 3 ккал/см.

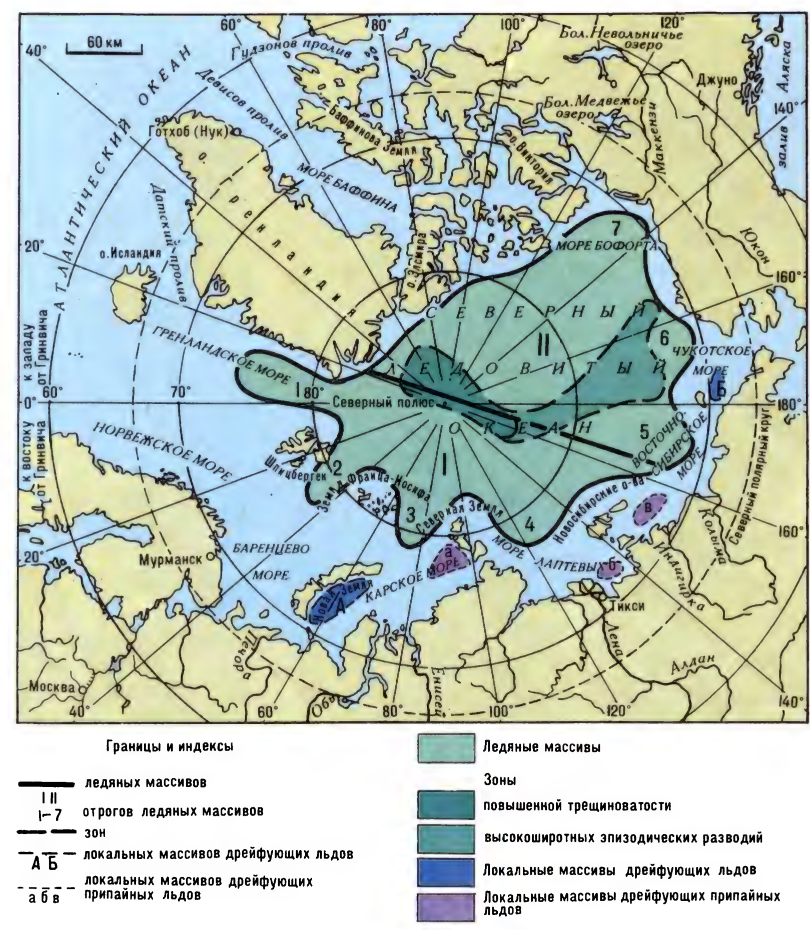
На климат конкретных районов огромное влияние оказывают распределение суши и моря, орографические условия и многие другие физико-географические особенности [Советская Арктика. 1970].

Важнейшим фактором, определяющим как климат, так и гидродинамическую обстановку в прибрежных водах Арктики, является большой речной сток. Он особенно велик в морях Сибирской Арктики — сюда ежегодно поступает более 2300 км пресной воды. Вледствие меньшей плотности речная вода растекается по поверхности холодных морских вод и прослеживается на большом расстоянии от речных устьев.

Одновременно в Северный Ледовитый океан поступают огромные массы атлантической относительно теплой и соленой воды. Эта вода господствует в Баренцевом море и в виде глубокой (на глубине 200—400 м) прослойки проникает в моря Карское, Лаптевых и даже в Чукотское. Тихоокеанская, также относительно теплая и соленая, вода хорошо прослеживается в нижних горизонтах гидрологического разреза Чукотского и частично Восточно-Сибирского морей.

Ледовитость Арктики имеет огромное значение для гидродинамики прибрежных вод — главного фактора, определяющего развитие морских берегов. Льды круглогодично присутствуют во всех арктических морях. В центральных районах океана паковые льды сплошным покровом распространены и в летнее время. Шельфовые моря летом в значительной степени освобождаются ото льда, но даже в это время функционируют отроги океанических ледяных массивов, близко подступающих к берегу и нередко создающих весьма опасную ситуацию для мореплавания. В Карском море летом сохраняется местный массив дрейфующих льдов, другой такой локальный массив существует к югу от о. Врангеля. Береговой припай исчезает у берегов летом, но на некотором расстоянии от берега возникают локальные массивы припайных льдов — это Североземельский, Янский и Новосибирский массивы.

Ледяные массивы и их отроги в Северном Ледовитом океане. Ледяные массивы: I — западный, его отроги: 1 — Гренландский, 2 — Шпицбергенский, 3 — Северо-Карский, 4 — Таймырский; II — восточный, его отроги: 5 — Айонский, 6 — Северо-Чукотский, 7 — Бофортовский. Локальные массивы дрейфующих льдов: А — Новоземельский, Б — Врангелевский. Локальные массивы дрейфующих припайных льдов: а — Североземельский, б — Янский, в — Новосибирский [по *В. П. Купецкому*. 1970; по *А. Д. Добровольскому* и *Б. С. Залогину*. 1982]



Береговой припай в зимнее время особенно обширен в морях Лаптевых и в Восточно-Сибирском, где его ширина измеряется многими сотнями километров.

Большой ледовитостью отличаются акватории Канадского региона. В проливах дрейфующие льды остаются в течение круглого года, море Баффина частично (в восточной части) освобождается от плавучих льдов только в августе, а в октябре вновь становится ледовитым. Гудзонов залив свободен ото льда в течение сентября — октября. Мощный береговой припай в течение всего года сохраняется у северного побережья Гренландии и у берегов и в проливах архипелага Елизаветы [Атлас океанов... 1980].

Из вышесказанного нетрудно убедиться, что ледовые условия в арктических морях крайне неблагоприятны для развития волновых процессов. Ведь величина морских волн и их энергетическое воздействие зависят не только от скорости ветра (они в Арктике достигают очень больших значений), но и от длины разгона, т. е. от длины пути ветра над водной поверхностью. Развитие ледяного покрова и дрейфующих льдов сильно ограничивает длину разгона во всех арктических морях, за исключением Баренцева, а в летнее время также и Белого.

В Баренцевом море большие акватории даже зимой свободны ото льда, а именно в зимнее время здесь особенно часты и сильны штормы, особенно при устойчивых западных и юго-западных ветрах, скорость которых может значительно превышать 25 м/с, а продолжительность не менее 18 час. В открытом море при такой ветровой обстановке возникают волны высотой до 10—11 м. В прибрежной полосе Баренцева моря штормовая волна 5—7 м высотой наиболее часто возникает во

время продолжительных северных и северо-западных ветров со скоростью 20—30 м/с. Начиная с апреля интенсивность волнения заметно снижается, а летом повторяемость волнений с высотой волн 5—6 м уменьшается до 1—3%. Сильные штормовые волнения характерны также для Белого моря, главным образом в осеннее время, при западных и северо-западных ветрах.

В морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском, Бофорта, в Гудзоновом заливе, Канадских проливах, в море Баффина зимой устанавливается сплошной ледовый покров. Следовательно, здесь волновые процессы возможны только летом, частично осенью. В Карском море повторяемость волн высотой 3—4 м летом составляет 8—10%, осенью — 12—15%. Наиболее часты волнения от северо-востока, а у берегов Ямала — от северо-запада и запада. Наибольшая повторяемость волн, имеющих высоту 1,5—2,0 м.

В море Лаптевых длина разгона в свободный ото льдов сезон года изменяется от 90 км в июле до 600 км в октябре. Волна высотой более 3 м здесь случается именно осенью, при максимальной длине разгона. Очень сильное волнение (высота волн до 4—5 м) бывает при штормовых северо-восточных ветрах у Таймырского побережья, главным образом в сентябре. В Восточно-Сибирском море, более ледовитом, длина разгона при наиболее значительных по скорости северо-восточных ветрах невелика и высота волн никогда не бывает при таком направлении ветра более 2—2,5 м. При северо-западных ветрах в очень редких случаях высота волн может достигать 4 м, в особенности к северу от Новосибирских о-вов. В Чукотском море из-за малой ширины акватории, свободной ото льда, в июле — августе волнение слабое, но осенью, в сентябре, здесь разыгрываются жестокие штормы с высотой волны до 7 м. В южной части моря мощные волнения могут случаться и в октябре. Наиболее «волноопасными» для Чукотского моря являются северо-западные, северо-восточные и северные ветры [Советская Арктика. 1970].

В Канадском регионе значительные волнения в летнее время отмечаются в море Баффина, где они связаны со штормовыми юго-восточными ветрами, скорость которых достигает 25—35 м/с, в Гудзоновом заливе. В Норвежско-Гренландском регионе в течение всего года возможны штормовые волнения, связанные зимой с западными и северо-западными, а летом — с северными и северо-восточными ветрами. В южной части Норвежского моря высота волн при этом может достигать 10—12 м [Атлас океанов... 1980].

Большая высота сизигийного прилива характерна для Норвежско-Гренландского региона (1—2 м), южной части Баренцева моря (до 2 м) и в особенности для Белого моря, где она достигает максимальной величины в Мезенской губе — 10 м. Далее на восток высота прилива быстро убывает, вдоль большей части Сибирского и Канадского побережий она меньше 0,5 м, но в море Баффина — уже 3—5 м, в Гудзоновом заливе — от 0,5 м на восточном до 4,5 м на западном берегу. Наибольшая высота прилива в арктических водах отмечена на южном побережье Баффиновой Земли (11—12 м).

На большей части протяжения берегов Северного Ледовитого океана сгонно-нагонные колебания уровня моря более значительны, чем приливо-отливные. Исключение составляют только Белое и Баренцево моря, а также отдельные заливы в пределах Канадского региона. Самые большие сгоны и нагоны, превосходящие по размаху 2 м, отмечены на берегах морей Восточно-Сибирского и Лаптевых. В восточной части моря Лаптевых, например в Ванькиной губе, максимальная высота нагона достигает 6 м [*Совершаев*. 1980].

Источники поступления осадочного материала в береговую зону

Одним из важнейших условий динамики морских берегов является поступление осадочного материала в береговую зону, поскольку из этого материала формируются наносы волнового поля. При огромном жидком стоке рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, их мутность очень невелика. Суммарный сток 11 крупнейших рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, составляет около 100 млн т/год, т. е. в 5 раз меньше, чем твердый сток Миссисипи, и примерно столько же, сколько сбрасывает Шатт-эль-Араб в Персидский залив [*Лисицын*. 1974].

О. К. Леонтьевым [1984] сделана приблизительная оценка количества осадочного мате-

риала, поступающего в течение года в Северный Ледовитый океан. Это: материал, образующийся за счет термической абразии берегов и подводного берегового склона, — около 1 млрд т, твердый сток рек — 200 млн т, ледовый принос — 180 млн т, путем обмена взвесями с другими океанами — 50 млн т, биогенный материал — 40 млн т. В сумме это составляет около 1 470 млн т. По А. П. Лисицыну [1974], около 90% всего осадочного материала, поступающего в океан, остается на подводных окраинах материка, в данном случае, таким образом, это составит 1 300 млн т. Какую-то сравнительно небольшую долю от этой величины образуют наносы волнового поля. В целом можно считать, что по сравнению с берегами других океанов берега Северного Ледовитого океана менее благоприятны для развития аккумулятивных процессов как вследствие сравнительно слабого поступления крупных наносов в береговую зону, так и из-за большого распространения берегов с сильно расчлененной береговой линией, сложенных трудноразмываемыми кристаллическими и метаморфическими горными породами. В связи с широким распространением вечной мерзлоты следует также ожидать значительного развития на берегах Северного Ледовитого океана термоабразионных процессов.

Некоторые экономико-географические сведения о побережье Северного Ледовитого океана

Берега Северного Ледовитого океана в отношении хозяйственного развития сильно уступают берегам остальных океанов. Однако за последние несколько десятилетий роль Северного Ледовитого океана и, следовательно, его берегов в мировой экономике существенно возросла, поскольку нарастает значение арктических побережий и шельфа как источника разнообразных минеральных ресурсов. Особенно велики перспективы нефтегазоносности прибрежных территорий и поверхности шельфа.

Общая экономико-географическая характеристика. Наиболее полное освещение экономической географии арктических побережий можно найти в книгах С. В. Славина [1975] и «Северный Ледовитый и Южный океаны» [1985]. Нижеследующие материалы, включая и цифровой материал, даются в основном по последнему источнику.

Суровые природные условия и короткий срок интенсивного освоения берегов Северного Ледовитого океана обусловили слабую выраженность пространственной структуры их экономики. Сказанное в особенности относится к американскому сектору Арктики и к Гренландии. В отличие от этих регионов побережье Норвегии представляет собой высокоразвитый прибрежный экономический район, характеризующийся сочетанием рыбопромышленного хозяйства, горнодобывающей, химической и лесохимической промышленности, прибрежным транспортом со сложным и многообразным портовым хозяйством, многочисленными городами. Побережье Исландии вследствие малой населенности этой страны слабо обжито, и основой хозяйственной деятельности здесь является почти исключительно рыболовство и связанные с ним отрасли (обработка, экспорт рыбы), крупные населенные пункты отсутствуют. Берега Шпицбергена по своей экономической характеристике по существу не отличаются от берегов Гренландии.

В пределах советского арктического побережья наиболее развиты Мурманский и Архангельский промышленно-транспортные узлы. Весьма значительно также влияние на экономику побережья Норильского горнопромышленного узла, хотя он и отстоит на значительное расстояние от морских берегов. С ним, в частности, связан крупный порт в устье Енисея — Дудинка.

К востоку от Норильска выделяются отдельные промышленные очаги, отстоящие друг от друга на большие расстояния. Однако в отличие от американского сектора арктического побережья в советском секторе существует такая мощная транспортная артерия, как Северный морской путь, который связывает эти разобщенные промышленные очаги в единую систему и оказывает огромное влияние на экономическое развитие всего советского Севера.

На всем протяжении советского побережья, богатого в целом биологическими ресурсами, развиты охота, оленеводство, прибрежное рыболовство, промысел морского зверя (тюлени, моржи), играющие важную роль в обеспечении местного населения пищевыми ресурсами. Большое значение

имеют также порты Дудинка, Игарка, Тикси, районы добычи полезных ископаемых — Тикси, Быковский (бурые угли), Певек и Валькумей (олово), ряд пунктов на побережье Чукотского п-ова (цветные и драгоценные металлы). К Северному Ледовитому океану выходят также крупные территориально-промышленные комплексы Тимано-Печорский и Западно-Сибирский, но они до последнего времени гораздо в большей степени были связаны с внутренними районами страны, чем с побережьем. Сейчас, однако, в связи с открытием крупнейших газовых месторождений на побережье Ямала и перспективностью шельфа Карского и Печорского морей связи этих ТПК с побережьем, несомненно, усилятся, и начнется активное освоение берегов этих морей.

Рыболовство. Объем промышленного рыболовства по странам, расположенным на берегах Северного Ледовитого океана, в 1979 г. составлял (в млн т): СССР — 9,14, Норвегия — 3,00, Исландия — 1,61, Канада — 1,35, Гренландия — 0,2. Из них на долю улова в арктических водах на СССР приходится 15% (1,4 млн т), на Норвегию — 64% (1,9 млн т). Весь улов Исландии и Гренландии приходится на арктические воды, тогда как Канада в основном ловит рыбу в Атлантическом океане, на долю Северного Ледовитого приходится не более 1% канадского улова.

Бóльшая часть улова СССР приходится на Баренцево море, в 1980 г. здесь нашим рыбным флотом было добыто 0,6 млн т рыбы. Весь крупнотоннажный флот базируется в Мурманске и в Архангельске.

Многочисленный флот Норвегии (24 тыс. малотоннажных судов) базируется в десятках портов и портовых пунктов, из них важнейшие — Тронхейм, Тромсё, Будё, Хаммерфест.

Рыболовство Исландии в основном осуществляется в арктических водах (в Гренландском и Норвежском морях). Здесь также лов производится преимущественно с малотоннажных судов, базирующихся в 15 портах и портовых пунктах. Важнейшими из портов являются (кроме Рейкьявика, который расположен на Атлантическом побережье) Сигьефердур, Вестманнаэйар, Акюрейри; все порты находятся на берегах фиордов и не нуждаются в искусственных защитных сооружениях.

Для Гренландии свойственно исключительно прибрежное рыболовство, специфическим для нее является зверобойный промысел (главным образом гренландского тюленя). Гренландское рыболовство сосредоточено у западного побережья страны, где и проживает практически все население (менее 10 тыс. человек). Большая часть улова экспортируется в государства ЕЭС. Канада и США промышленного лова рыбы в арктических водах почти не ведут.

Минеральные ресурсы и горная промышленность. Северный Ледовитый океан с прилегающими территориями суши — это громадный нефтегазоносный супербассейн, таящий в себе богатейшие запасы нефти и газа. Здесь прежде всего должны быть отмечены Западно-Сибирская и Арктическая американская нефтегазоносные области.

Освоение арктических нефтегазоносных месторождений Западной Сибири, тяготеющих к побережью Северного Ледовитого океана, началось в 1962 г., когда был открыт Тазовский нефтегазоносный район. С тех пор здесь открыто более 20 крупнейших месторождений, из которых два гигантских — Уренгой и Медвежье — давно интенсивно эксплуатируются. В последнее время, в связи с началом освоения месторождений Харасавэй на берегу п-ова Ямал, усиливается воздействие развития нефтегазодобывающей промышленности на освоение побережья.

Советский сектор арктического побережья богат также углями. На Таймыре выявлены запасы высококачественных каменных углей и богатые месторождения бурых углей. Большие запасы энергетического топлива установлены на Анабаро-Хатангском побережье. Имеется месторождение длиннопламенного угля на о. Бегичева, запасы его оценены в 17 млрд т. Оленекское прибрежное месторождение имеет запасы более 40 млрд т. В районе бухты Тикси также выявлены богатые угольные месторождения. Месторождения угля есть на островах Визе, Ушакова, Уединения, Исаченко. Общие запасы угля на арктическом побережье Сибири превышают 300 млрд т, причем более 90% из них составляют каменные угли различных типов [Северный ледовитый...1985].

Хорошо изучена нефтегазоносность Североамериканского арктического побережья и прилегающего шельфа. В Арктическо-Аляс-

кинском бассейне уже открыто 14 нефтяных и газовых месторождений. В бассейне моря Бофорта — низовьев р. Маккензи выявлено до 90 структур, перспективных на нефть и газ. В районе о-вов Свердрупа открыто очень крупное газовое месторождение, запасы которого в нефтяном эквиваленте составляют до 200 млрд т.

Месторождения угля на арктических побережьях США и Канады также имеются (они здесь приурочены к меловым и палеогеновым отложениям), но в отличие от нефтяных изучены очень слабо. В Гренландии меторождения каменного угля и графита открыты на побережье моря Баффина.

Берега Северного Ледовитого океана богаты различными рудными ископаемыми. Так, на Таймырском побережье установлены богатые прибрежно-морские россыпи ильменита. На побережье Чаунской губы расположен Певекский горнопромышленный узел, центр добычи олова с крупным горно-обогатительным комбинатом (ГОК) в Валькумее. На Чукотском побережье действует крупный ГОК — «Полярный», организующий центр прибрежных разработок россыпей золота [Северный Ледовитый... 1985].

Прибрежные золотоносные россыпи давно известны на побережье п-ова Сьюард на Аляске. Здесь же имеются крупные месторождения бериллия (Лоуст-Ривер), олова и вольфрама. В Канадском архипелаге, на о. Литл-Корнуолл, создан самый северный в мире ГОК — «Полярис», работающий на свинцово-цинковых рудах, производительностью до 200 тыс. т цинкового и 47 тыс. т свинцового концентрата. На северном побережье Баффиновой Земли серебро-свинцовые руды добываются с 1976 г. (до 500 тыс. т руды в год), а на п-ове Мелвилл разрабатываются богатые железные руды. Известны также меторождения полиметаллов на западном побережье Гренландии с высоким содержанием в руде серебра, свинца и цинка.

В отличие от советского побережья, где добыча цветных и драгоценных металлов имеет следствием формирование значительных по арктическим масштабам населенных пунктов (Певек, Валькумей, Полярный и др.), на арктическом побережье США и Канады такие населенные пункты отсутствуют и добыча ведется вахтовым способом.

Морские порты. Морской транспорт. Важнейшей транспортной артерией, связывающей все населенные пункты арктического побережья СССР, является Северный морской путь. Протяженность морского пути от Ленинграда до Владивостока составляет более 12,3 тыс. км. Самая тяжелая для судоходства часть этой коммуникации — воды Северного морского пути, который проходит вдоль Евразийского побережья СССР от Мурманска до Берингова пролива. Навигация по Северному морскому пути осуществляется в течение большей части года, а с продолжающимся усовершенствованием и возрастанием мощи ледокольного флота в перспективе будет круглогодичной.

До 60% грузооборота советского побережья Арктики приходится на Мурманский и Архангельский порты. Важнейшие грузы, следующие по Северному морскому пути, — это лес, лесопродукты, уголь, продовольствие, товары первой необходимости, для жителей Севера — горючее, металлоконструкции, машины и др. По грузообороту после Архангельска и Мурманска в советском секторе Арктики выделяются Кандалакша, Дудинка, Игарка, Диксон, Хатанга, Певек, Амдерма, Зеленый Мыс, Мыс Шмидта. Порты Архангельск, Мурманск, Кандалакша, Дудинка имеют обширный «хинтерланд», влияние их распространяется далеко в глубь суши.

Гораздо слабее транспортно-экономические связи выражены в американском секторе Арктики. Регулярная навигация здесь отсутствует, резко преобладают односторонние перевозки товаров первой необходимости для удовлетворения потребностей исключительно редкого населения. Полную противоположность этому представляет побережье Норвегии, где имеется густая сеть портов и портовых пунктов, развита круглогодичная навигация. Прибрежные воды Исландии характеризуются развитием каботажного плавания. Сбалансированный характер имеют перевозки между Гренландией и Данией (рыба, продукция горной промышленности следуют в Данию, промтовары и продовольствие — в Гренландию).

В последние годы в структуре морских перевозок усилилась роль пассажирского транспорта, главным образом в связи с развитием туризма. Силами советского флота осуществляются туристические круизы по

нескольким маршрутам, включающим Соловецкие о-ва в Белом море, Землю Франца-Иосифа, Диксон, Тикси, Дудинку. Возрастает роль маршрутов в Норвегию, Исландию, на Шпицберген и Аляску. Последнюю, например, посещает до миллиона туристов в год.

Широкое распространение берегов фиордового типа очень благоприятно для создания портов, поскольку фиорды обычно имеют большие глубины, обеспечивающие подход к причалам крупных судов с большой осадкой, и акватории фиордов хорошо защищены от ветров и волн открытого моря. Последнее обстоятельство избавляет портостроителей от необходимости возведения соответствующих защитных сооружений. Не случайно все или почти все порты арктических побережий расположены в фиордах.

Крупнейший порт Арктики — Мурманск. Это громадный город на побережье Северного Ледовитого океана, имеющий население около 400 тыс. человек. Он расположен в Кольском фиорде и обладает обширной акваторией и большой протяженностью причальных стенок. Порт доступен для самых крупнотоннажных судов. Рыбный порт Мурманска — один из крупнейших и наиболее оборудованных в мире. Грузооборот Мурманска более 7,5 млн т, из них $^2/_3$ составляют навалочные грузы — апатиты, уголь, руды металлов. В городе развита разнообразная промышленность, в особенности рыбоперерабатывающая, производство строительных материалов.

Второй по величине порт — Архангельск. В нем также живет около 400 тыс. человек, он имеет город-спутник — Северодвинск с населением около 200 тыс. человек. Город и порт располагаются в нижнем течении Северной Двины, близ ее устья. Грузооборот порта — 5 млн т, из них значительную часть составляют лес и лесопродукты. В городе развиты лесообрабатывающая, лесохимическая (целлюлозно-бумажная) промышленность, судостроение. Значительный порт на Белом море — Кандалакша — расположен в хорошо защищенном фиорде, открывающемся в Кандалакшскую губу. Основные грузы — лес, железная руда. Грузооборот порта — около 1,5 млн т.

Беломорск — порт на Карельском берегу Белого моря, специализируется на лесных грузах и минеральных удобрениях. Назовем еще один лесной порт на Белом море — Онегу. В городе развиты деревообрабатывающая и целлюлозная промышленность.

Важным портом в южной части Баренцева моря является Нарьян-Мар, который расположен на Печоре, почти в 100 км выше устья. Главные грузы — уголь, промышленные товары.

Крупнейшим портом азиатской части советского арктического побережья является Дудинка. Порт расположен на берегу Енисея. Это прежде всего морской выход Норильского горнопромышленного узла. С Норильском Дудинка связана железной дорогой. Главную часть грузооборота составляют технологические грузы для Норильска, а также нефтеналив, строительные материалы, продукция Норильского ГПК. Недалеко от Дудинки находится Усть-Порт — рыболовный порт с предприятиями рыбообрабатывающей промышленности.

Порты Диксон, Тикси, Певек, Зеленый Мыс (в низовьях Колымы), Мыс Шмидта обслуживают главным образом Северный морской путь и горнодобывающую промышленность, являются важными центрами освоения побережья.

В Норвегии имеется большое число хорошо защищенных, удобных портов. Важнейший из них — Тронхейм, город с населением 160 тыс. жителей, с высокоразвитой лесообрабатывающей, целлюлозной, судостроительной и текстильной промышленностью. Главные грузы — лес и лесопродукты. Грузооборот порта — 4 млн т.

Другие порты Норвежского побережья представляют собой маленькие города, но грузооборот некоторых из них весьма высок. В вершине залива Альт-фиорд расположен Му (12 тыс. жителей), центр горнорудной промышленности. Порт досягаем для судов водоизмещением до 80 тыс. т. Грузооборот порта — 1 млн т, преимущественно руда, уголь, нефтепродукты. Севернее, в устье залива Сальт-фиорд, расположен Буде (48 тыс. жителей), торговый и рыбный порт с грузооборотом 0,5 млн т. Южнее, в устье Стур-фиорда, расположен Олесунн, самый крупный город на побережье после Тронхейма (50 тыс. жителей), преимущественно рыбный порт с грузооборотом 1 млн т.

К северу от Буде расположен Нарвик (3 тыс. жителей). Это крупный порт по

вывозу высококачественной железной руды из Кируны (Швеция), с которой он связан железной дорогой.

Небольшой городок Киркинес — центр добычи железной руды и порт по ее вывозу с грузооборотом 2 млн т. Далее на север следует Тромсё (около 50 тыс. жителей), торговый и рыбный порт. Последним в этом ряду стоит Хаммерфест, самый северный город в Норвегии, также рыбный порт с рыбообрабатывающей промышленностью.

На Шпицбергене портовые пункты Лонгйир, Свеа, Баренцбург и Пирамида специализируются на вывозе каменного угля. Их суммарный грузооборот составляет свыше 1 млн т.

В Исландии насчитывается 15 портов. Каждый из них имеет предприятия по обработке рыбы. Самый крупный порт и город Исландии — Рейкьявик, он же столица страны, находится на атлантическом побережье этого государства. Из остальных наиболее значительный — Акюрейри (20 тыс. жителей), расположенный в вершине залива Эйяфиорд. Это хорошо оборудованный рыбный порт с рыбоперерабатывающей и судоремонтной промышленностью.

На островах Канадского архипелага имеется несколько мелких портовых пунктов, через которые осуществляется нерегулярная навигация и вывоз полезных ископаемых. На побережье Аляски значительный портовый пункт — Прадхо-Бей, обслуживающий одноименный нефтедобывающий район. На материковом берегу Канады заслуживает упоминания небольшой порт на берегу Гудзонова залива — Черчилл, через который производится вывоз пшеницы из глубинных хлеборобных провинций Манитоба и Саскачеван. Далее хлебный груз следует через Гудзонов пролив в Атлантику и затем в страны Европы. Наконец, в Гренландии есть несколько портовых пунктов на западном побережье (Годхавн и др.), специализирующихся на экспорте рыбы. Суммарный их грузооборот составляет около 20 тыс. т [Северный Ледовитый... 1985].

Раздел 2

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

Исходя из некоторых общих соображений, мы считаем возможным вести описание берегов Северного Ледовитого океана в следующей последовательности: 1) берега Норвегии, 2) Мурманский берег, 3) берега Белого моря, 4) материковый берег Баренцева моря, 5) берега островов Баренцева моря (Колгуев, Новая Земля, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа), 6) берега Карского моря, 7) берега

Районирование берегов Северного Ледовитого океана. 1 — берега Норвегии — фиордовые; 2 — Мурманский берег — сбросовый ровный; 3 — берега Белого моря — фиордовые, шхерные, с приливными осушками у подножия абразионных уступов, абразионные, абразионно-аккумулятивные; 4 — материковый берег Баренцева моря — абразионный и аккумулятивный (лагунный); 5 — берега островов Баренцева моря (Колгуев, Новая Земля, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) — фиордовые и ледяные; 6 — берега Карского моря — шхерные, абразионные, абразионно-бухтовые, термоабразионные, аккумулятивные (пляжевые и с отмершим клифом); 7 — берега морей Лаптевых и Восточно-Сибирского — фиордовые, дельтовые, с ветровой осушкой, термоабразионные, абразионно-денудационные; 8 — берега Новосибирских островов и острова Врангеля — абразионно-бухтовые, термоабразионные, абразионно-аккумулятивные; 9 — советские берега Чукотского моря — аккумулятивные

морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, 8) берега Новосибирских о-вов и о. Врангеля, 9) советские берега Чукотского моря, 10) аляскинские берега Чукотского моря, 11) берега моря Бофорта, 12) материковые берега Канады, 13) берега Арктического Канадского архипелага, 14) берега Гренландии и 15) берега о-вов Исландия и Ян-Майен.

Надо заметить, что Норвегия, Гренландия и Исландия омываются не только Северным Ледовитым океаном, но в южных своих районах также и водами Атлантического океана. Вместе с тем основные черты береговой морфологии, как и происхождение береговых форм Исландии, Гренландии и Норвегии, являются общими как для арктических береговых областей, так и для тех, которые относятся уже к побережью Атлантического океана.

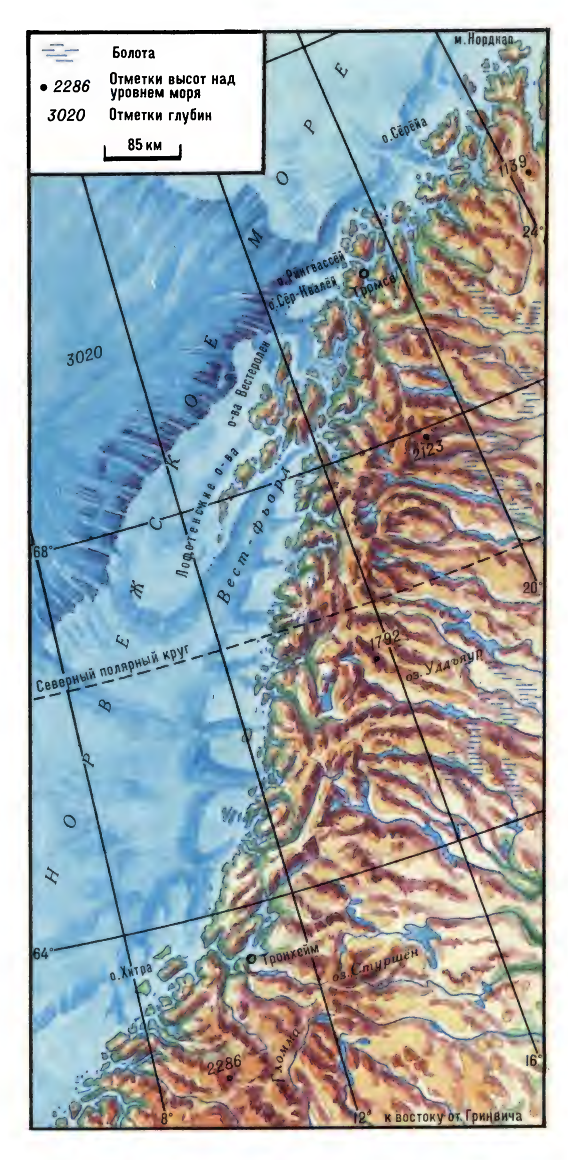
Поэтому мы сочли целесообразным при описании берегов указанных стран не разделять их достаточно условно на берега Северного Ледовитого и Атлантического океанов, а давать целостную, единую характеристику берегов Норвегии, Гренландии и Исландии.

Берега Норвегии

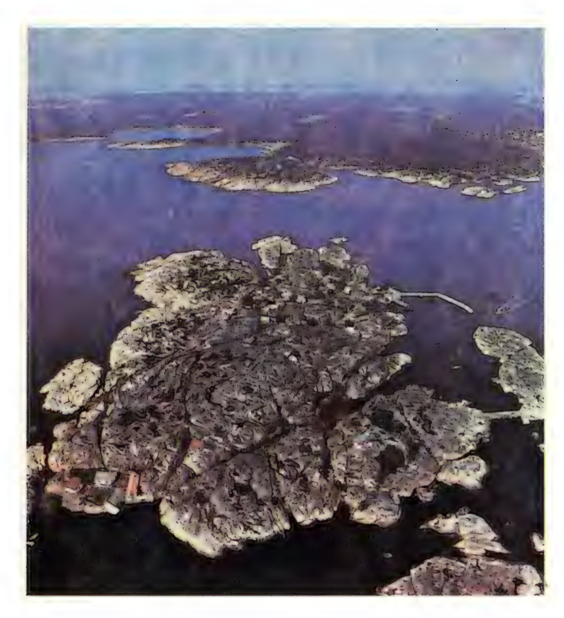
При первом же самом беглом взгляде на карту Норвегии бросается в глаза необычайно сложная расчлененность береговой линии этой страны. Это до чрезвычайности изрезанное побережье сопровождается бесчисленными скалистыми крупными и мелкими островами. На всем протяжении Норвежского побережья мы видим одновременное сочетание фиордового и шхерного типов расчленения береговой линии. Коэффициент изрезанности, который определяется отношением ширины устья к длине самого крупного залива на том или ином участке берега, может достигать величины 1:240. Это наивысшее значение изрезанности берега, если судить по Морскому атласу [1953. Т.2].

(лагунные); 10 — аляскинские берега Чукотского моря — термоабразионные и аккумулятивные (лагунные); 11 — берега моря Бофорта — дельтовые, термоабразионные и абразионно-аккумулятивные бухтовые; 12 — материковый берег Канады — фиордовый; 13 — берега Арктического Канадского архипелага — фиордовые; 14 — берега Гренландии — фиордовые; 15 — берега островов Исландия и Ян-Майен — фиордовые и абразионно-аккумулятивные

В самых общих чертах фиордовые берега являются результатом недавнего, т. е. четвертичного, а в ряде случаев и современного покровного оледенения горной страны. Однако, как это было показано еще Дж.Грегори [*Gregory*. 1913] и подчеркнуто П. А. Каплиным [1962], ледниковый рельеф унаследовал ранее созданный эрозионно-долинный горный рельеф, а сеть речных долин в горах, подвергшихся затем оледенению, в свою оче-



Фиордовый тип расчленения береговой линии Норвегии



Пример «бараньего лба» у берегов Норвегии. На поверхности хорошо видны борозды, оставленные ледником, — ледниковая «штриховка»

редь была предопределена трещинной тектоникой.

Детальные описания фиордов Норвегии, сделанные У. Хольтедалем [1958], свидетельствуют, что ледниковая обработка склонов и дна фиордов является характернейшей и неотъемлемой их чертой. Другая важная черта фиордов Норвегии — это переуглубленность их средних частей, что также связывается с особенностями ледниковой долинной эрозии. Существенная особенность фиордового побережья Норвегии и ряда других областей — весьма слабая обработка их берегов морем или полное отсутствие следов такой обработки, что позволяет в целом относить фиордовые берега к типу берегов, не измененных морем (Морской атлас. 1953. Т. 2; *Леонтьев.* 1955; *Ионин и др.* 1961, и др.).

Фиордовый тип очень широко распространен на берегах Северного Ледовитого океана. Однако наиболее яркая его выраженность приурочена именно к Норвежскому побережью.

Основные условия формирования современных берегов Норвегии. В геологическом отношении большая часть побережья Норвегии — это область каледонского орогенеза, сложенная плотными докембрийскими породами. Весь берег Норвегии окаймлен узким шельфом с сильно изрезанным рельефом. Преобладают скальные грунты, представляющие собой породы тех же каледонид, слагающих прибрежную сушу.

В рельефе шельфа выражены затопленные продолжения фиордов, характерны также платообразные, относительно выровненные участки дна между этими желобами, обычно усеянные шхерами и более крупными островами. В физико-географическом отношении Норвежское побережье относится к приокеаническому лесотундровому типу ландшафтов [Физико-географический атлас мира. 1964] с характерными для этого типа высокой влажностью (количество атмосферных осадков достигает, а местами превосходит 2000 мм), невысокими средней годовой и летней температурами воздуха, мягкой зимой, однако с отрицательными температурами воздуха. Эти климатические условия способствуют зимнему морозному выветриванию пород, а также образованию ледяных шапок (скандинавский тип оледенения) на наиболее приподнятых выровненных междуречьях — фьельдах.

Прибрежные воды Норвежского моря характеризуются большой бурностью, частыми и продолжительными волнениями, возбуждаемыми западными и юго-западными ветрами, скорость которых может достигать 25—35 м/с. Море благодаря теплому Норвежскому течению никогда не замерзает.

На протяжении всего Норвежского побережья хорошо выражены приливо-отливные явления. Приливы правильные, полусуточные, высота прилива в сизигии превышает 1,2 м, в некоторых пунктах достигает 3,2—3,4 м.

Следы современного воздействия волновых процессов на берега Норвегии весьма немногочисленны, и большая часть их протяжения должна быть отнесена к типу берегов, не измененных морем. Это обусловливается как литологическими условиями, так и чрезвычайной изрезанностью береговой линии, обилием акваторий, прежде всего самих фиордов, защищенных сушей от морских волн.

У. Хольтедалем [1958] в качестве образцов описан ряд фиордов. Сравнение этих описаний позволяет установить определенную общность и различие этих образований. Очень типичен, по его мнению, Осло-фиорд, морфология берегов и очертания которого тесно связаны с различной литологией пород и разломной тектоникой.

Другие фиорды юга Норвегии — Серланна, их очертания и морфология целиком обусловлены высокой твердостью пород, что исключает возможность волновой переработки лед-

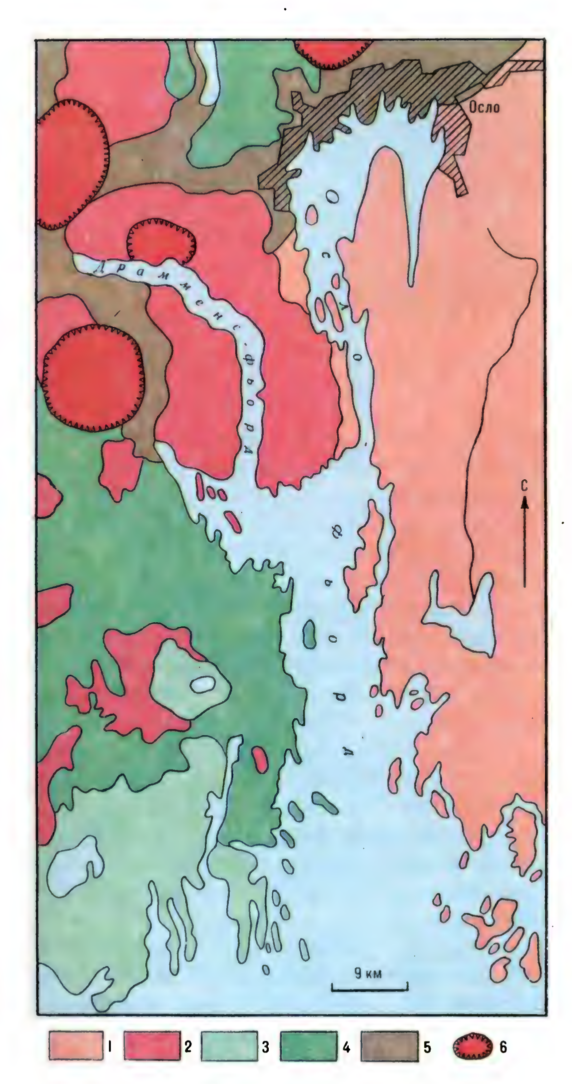


Схема геологического строения Осло-фиорда [*Руттен*. 1972]. 1 — архейские метаморфические породы, 2 — граниты, 3 — щелочные сиениты, 4 — базальты, 5 — кембросилурийские осадочные породы, 6 — кальдеры древних вулканов

никовой скульптуры на их склонах, а также сетью разломов, предопределивших плановый рисунок горизонтального расчленения окраинной суши.

Между Ставангером и Бергеном характер расчленения береговой линии резко меняется. Преобладающим простиранием фиордов на этом отрезке является северо-восточное, ряд фиордов, например Букне-фиорд, Хардангер-фиорд, отличаются значительной шириной. Берега здесь сложены плотными метаморфизованными породами. На участках выхода податливых осадочных и метаморфизованных пород берега утрачивают свою ледниковую первозданность, и здесь в большей степени распространены денудационно-абразионные берега, на которых существенное участие в формировании береговых склонов принимают различные гравитационные процессы — обвалы, осыпи, а при наличии более или менее мощных скоплений новейшего рыхлого мелкоземного материала также и солифлюкция. Развитию гравитационных процессов в более северных районах способствует морозное выветривание.

Крупнейший и наиболее глубокий среди фиордов Норвегии расположен севернее Бергена — это Согне-фиорд. Длина его более 200 км, а максимальная глубина достигает 1250 м. Берега фиорда сложены кристаллическими породами и в совершенстве сохранили следы ледниковой скульптуры.

Следующий крупный фиорд — Тронхеймс-фиорд — на большем своем протяжении заложен в сравнительно податливых породах кембро-силура. Максимальная глубина его достигает 785 м. Берега фиорда несут следы волновой обработки, залив в своей средней части имеет большую ширину — до 20 км, что, очевидно, указывает на значительное отступание склонов в результате речной и ледниковой эрозии и отчасти абразии. Однако и здесь отсутствуют какие-либо береговые аккумулятивные формы, за исключением небольших голоценовых примкнувших террас в вершинах заливов, в образовании которых, вероятно, повинны не столько волновые процессы, сколько субаэральная аккумуляция.

Северная часть побережья Норвегии — Нурланн — характеризуется большим разнообразием фиордов, что связано с неоднородностью коренных пород. В их ориентировке также сочетается влияние простирания метаморфизованных осадочных пород и трещинной тектоники. Вообще в пределах Нурланна преобладают типичные фиорды со слабыми следами волнового воздействия и главным образом приуроченные к субширотным разломам, являющимся радиальными по отношению к линиям изоанабаз, т. е. линиям одинакового поднятия Балтийского щита за четвертичное время. Исключение составляет Люнгс-фиорд, который приурочен к разлому

Шхеры у берегов Норвегии

субмеридионального простирания, отделяющему поле развития основных интрузий на западном берегу залива от ареала распространения кембро-силура. Различия в литологии пород, слагающих западный и восточный берега этого залива, непосредственно сказываются на их морфологии.

Все фиорды самой северной области Норвегии — Финнмарка — существенно отличаются значительной шириной, развитием хорошо выраженных клифов и прилегающих к ним бенчей и значительно меньшей сохранностью ледниковой скульптуры. В развитии берегов этих заливов, по-видимому, существенная роль принадлежит также приливам. Все эти фиорды заложены в более подверженных абразии метаморфизованных и неметаморфизованных породах рифейских структур. Вместе с тем в их очертаниях отчетливо проявляется также влияние разломной тектоники и простирания коренных пород.

Стрэндфлеты, или «береговые равнины». У. Хольтедаль и его предшественники [*Nansen*. 1922, и др.] отмечают, что горы Скандинавии нередко не подходят прямо к внешнему краю берега моря, а отделены от него «береговой равниной».

Наиболее обстоятельное исследование описываемой поверхности, за которой в нашей научной литературе утвердилось название «стрэндфлет», было проведено Ф. Нансеном [Nansen. 1922]. Он придает основное значение в их формировании одновременной деятельности моря и морозного выветривания. Морозное выветривание при этом ответственно за разрушение горной породы, слагающей прибрежную сушу, и за образование обломочного материала, а волновые процессы и приливы — за удаление этого материала, благодаря чему экспонируется поверхность породы, еще не затронутая морозным выветриванием, и создается возможность для ее дальнейшего разрушения. Смачивание пород выше среднего уровня моря во время приливов играло важную роль в этом процессе морозного выветривания. Ф. Нансен выделяет на западном побережье Норвегии три уровня стрэндфлетов:

1) подводный уровень, обычно ограниченный глубинами порядка 20 м, но незначительный по своей площади, лежащий на гораздо меньших глубинах. Отдельные выступы этой поверхности образуют шхеры. Наиболее хорошо он выражен на отрезке побережья между Тронхеймом и Буде, на наиболее ярко выраженном шхерном побережье;

2) нижний надводный уровень, высота которого достигает 15—18 м, в Северной Норвегии он в ряде случаев не выделяется;

3) верхний надводный уровень, лучше всего выраженный в северной и средней частях побережья. Высота его 30—40 м.

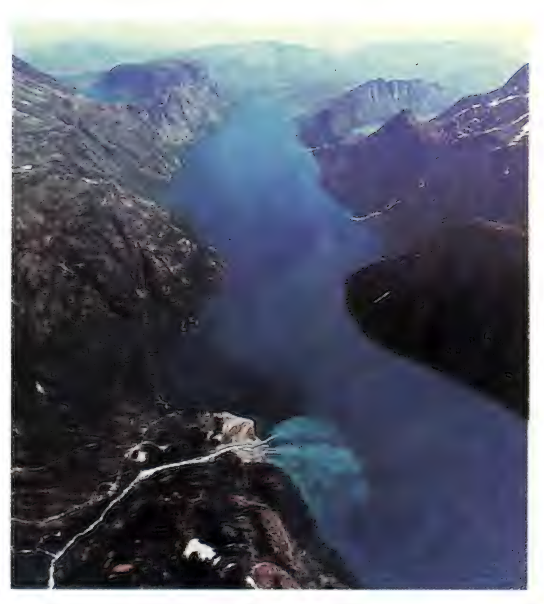
Комплексно-денудационная выработка этих поверхностей (морозное выветривание + приливы + волнения), по Ф. Нансену, происходила главным образом в наиболее холодные отрезки межледниковий.

Многочисленные низкие мысы и выступы побережья высотой до 10 м в районе Согнефиорда Ф. Нансен относит ко 2-му уровню стрэндфлетов. Этот же уровень хорошо выражен в окрестностях Олесунна, на Лофотенских о-вах и во многих других районах побережья. Нередко над его поверхностью возвышаются останцы, обусловленные выходами трудноразмываемых пород, как это, например, можно наблюдать на о. Трена. Большой участок стрэндфлета известен на о. Аннейя в архипелаге Вестеролен.

У. Хольтедаль, не отрицая в целом гипотезы Ф. Нансена, полагает также, что в ряде случаев в формировании стрэндфлетов существенная роль принадлежит регрессивной эрозии ледников в периоды низкого положе-

ния снеговой линии. Так, например, в Южной Норвегии такие поверхности стрэндфлетов с хорошо сохранившимися следами ледниковой эрозии имеют такое же широкое распространение, как и на северном побережье, например на берегах Варангер-фиорда. В связи с современным гляциоизостатическим поднятием широко распространены поднятые береговые валы, например на берегах Парсангер-фиорда.

Следы современной работы моря. Ярко выраженные абразионные формы на берегах Норвегии наблюдаются в тех редких случаях, когда берег сложен моренными отложениями. Четко выраженный клиф, выработанный в морене, известен близ Реве. К нему примыкает валунно-галечный пляж шириной до 50 м. Близ Арендаля имеются клифы и бенчи, выработанные в выветрелых докембрийских породах. В Финнмарке хорошо выражены абразионно-денудационные клифы, а также абразионные останцы — декуры, абразионные гроты. На п-ове Нордкин также есть типичные клифы и бенчи, выработанные в рифейских породах.

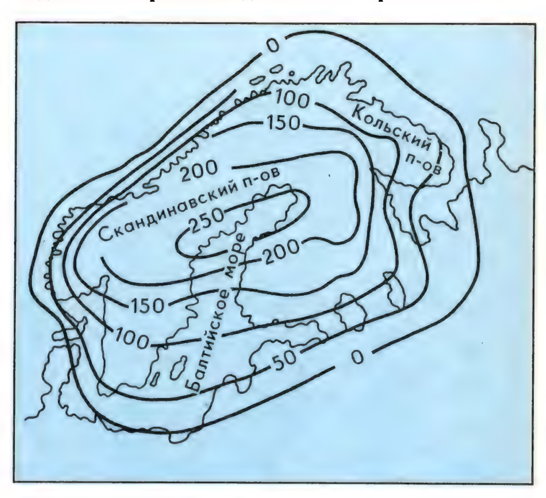


Фиорд средней части побережья Норвегии. На его берегах отсутствуют следы абразионной деятельности моря. В то же время хорошо видна дельта реки и ледниковая «штриховка»

Мурманский берег

Лежащий к востоку от Финнмарка Кольский п-ов в структурно-геологическом отношении является частью Балтийского кристаллического щита. При этом здесь выделяются два резко неравных по протяженности района, принципиально различающихся по своему геологическому строению. Это, с одной стороны, п-ова Рыбачий и Средний и о. Кильдин, расположенные в самом северо-западном углу побережья, и, с другой — весь остальной Кольский п-ов. Первый район сложен осадочными, хотя и довольно прочными породами верхнего протерозоя. Вся остальная часть Мурманского побережья сложена кристаллическими сланцами и гнейсами архейского возраста, а также — на большой части протяжения берега между о. Кильдин и Горлом Белого моря — архейскими гранитами и гранитогнейсами, местами прорванными более поздними основными интрузиями [*Кратц*. 1958].

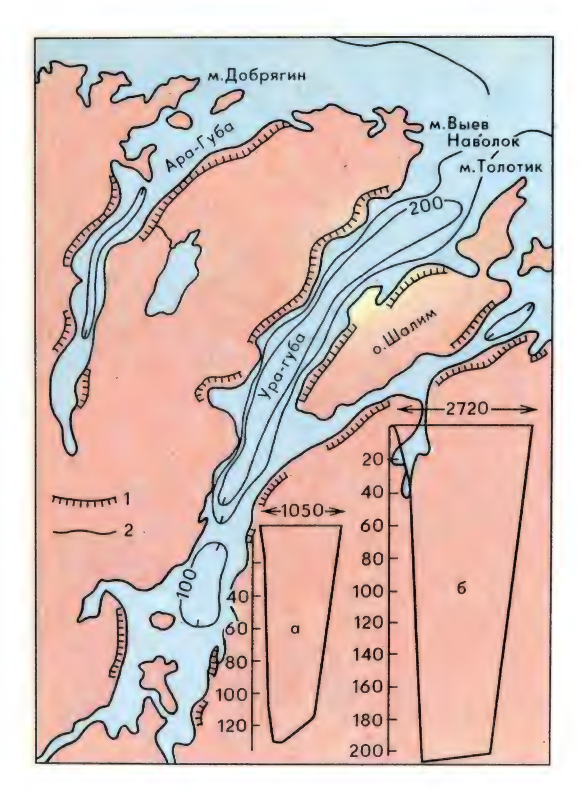
Характерной особенностью тектоники Мурманского побережья является сочетание концентрических разломов большой протяженности, имеющих в пределах Кольского



Изоанабазы Балтийского щита за позднеледниковое-голоценовое время, в м

п-ова юго-западное — северо-восточное простирание, и системы радиальных разломов. Применительно к Мурманскому побережью крупнейший радиальный разлом определяет общее простирание побережья, а секущие его концентрические разломы — фиордовое расчленение этого побережья.

Климатические условия побережья более суровы, чем в Норвегии, но благодаря вли-



Фиорды северо-западной части Кольского полуострова. 1 — денудационные уступы, 2 — изобаты. Схематические поперечные профили: а — Ара-губы, б — Ура-губы [*Каплин,* 1962]

янию теплого Мурманского течения они еще довольно мягки и близки к океаническим. Средние температуры января выше −8°, но средние температуры июля и августа лишь немного выше +10°. Среднее годовое количество осадков более 600 мм (в Мурманске, например, 602 мм). Эти условия благоприятны для морозного выветривания, вечная мерзлота здесь отсутствует. Южная часть Баренцева моря, омывающего Мурманский берег, отличается значительной бурностью. В зимнее время, наиболее штормовое, преобладают сильные западные и юго-западные ветры, повторяемость штормовых ветров со скоростью более 16 м/с здесь с января по март включительно превышает 15%. Поскольку море здесь не замерзает, это создает благоприятные условия для развития штормовых волнений и значительного воздействия морских волн на берега.

Побережье характеризуется высокими приливами. Приливы правильные, полусуточные. Высота прилива в сизигии нарастает от 4 м в Мурманске до 6 м на подходах к Горлу Белого моря.

Подводный береговой склон Мурманского побережья характеризуется большой приглубостью, что также обусловлено его сбросовым происхождением. Вдоль берега Кольского п-ова протягивается глубокий Мурманский желоб, представляющий собой серию узких грабенов с глубинами значительно более 100 м. Изобата 100 м проходит близко от береговой линии, на расстоянии 5—10 км.

Сводка данных по морфологии фиордовых берегов Мурманского побережья дана в книге П. А. Каплина [1962]. Следуя в основном этому автору, здесь мы можем выделить следующие районы, отличающиеся один от другого по геоморфологическим признакам: 1) северо-западный (включая также п-ова Средний, Рыбачий, о. Кильдин); 2) средний — от Кольского залива до устья р. Рынды и 3) юго-восточный — от Рынды до Лумбовского залива.

В пределах первого из названных районов еще сохраняется тип фиордового расчленения берега, близкий к тому, что мы наблюдали на побережье Норвегии. Печенгский залив, Лица, Ара-губа, Ура-губа, Кольский залив — типичные фиорды тектоно-эрозионно-ледникового происхождения, подобные норвежским. Берега их местами сопровождаются высокими денудационными уступами. Все они заложены по концентрическим разломам. Заливы врезаны в массив архейских пород, несущих явственные следы ледниковой обработки.

Типичным и самым крупным из этой группы фиордов является Кольский залив. Для его очертаний характерны коленчатые изгибы, связанные с участием в его формировании наряду с концентрическими радиальных разломов. Концентрические разломы предопределили также заложение субширотных ответвлений Кольского залива. Глубина в самой глубокой средней части фиорда превышает 300 м. На большей части протяжения характерны сглаженные и сниженные берега, высоты уступов невелики, порядка 100—300 м.

Наряду с ледниково-экзарационным рельефом склонов здесь морфологически очень ярко проявляется также трещинная тектоника. «Берега заливов буквально рассечены трещинами на отдельные блоки и глыбы... Для некоторых из фиордов наблюдается прямое совпадение берегов с тектоническими нарушениями», — пишет П. А. Каплин [1962. С. 119]. В ряде случаев, как указывает далее

этот автор, береговые уступы представлены типичными зеркалами скольжения.

Подводные склоны фиордов Кольского района круты и в большинстве случаев представляют собой непосредственное продолжение сбросовых поверхностей, образующих подводные части берега. Во всех фиордах здесь хорошо выражены подводные пороги, но, как полагает В. П. Зенкович [1937], эти пороги обычно представлены затопленными конечными моренами. Заметим, что в соседних фиордах Финнмарка в устьевых частях также часто наблюдаются моренные валы.

От фиордового побережья заметно отличаются берега п-овов Среднего и Рыбачьего, а также о. Кильдин. В ходе длительного континентального развития берега губ Волоковых, как и берега Мотовского залива, не сохранили непосредственных следов тектонических дислокаций, нет здесь и ледниковой обработки склонов, что, по-видимому, не позволяет относить эти заливы к фиордам. Местами на Кильдине и на Рыбачьем можно видеть абразионно-денудационные уступы и клифы, которые, в частности, показаны на карте, приложенной к статье О. А. Суздальского [1974].

К востоку от Кольского залива характер морфологии и расчленения береговой линии существенно меняется. Почти на всем протяжении этого залива, до о. Лумбовский и, видимо, далее до устья р. Поной, простирается невысокий, не измененный морем сбросово-тектонический берег с четко выраженными следами ледниково-экзарационной обработки склонов, местами сопровождающийся мелкими островами типа шхер — «лудами». Разделение этой части побережья на два района, предложенное П. А. Каплиным, основывается на различиях в строении фиордов, которые на всем этом побережье распространены спорадически, не образуя сплошного фиордового побережья. Сами фиорды в пределах описываемого побережья невелики по своим размерам и резко уступают не только норвежским, но и кольским фиордам.

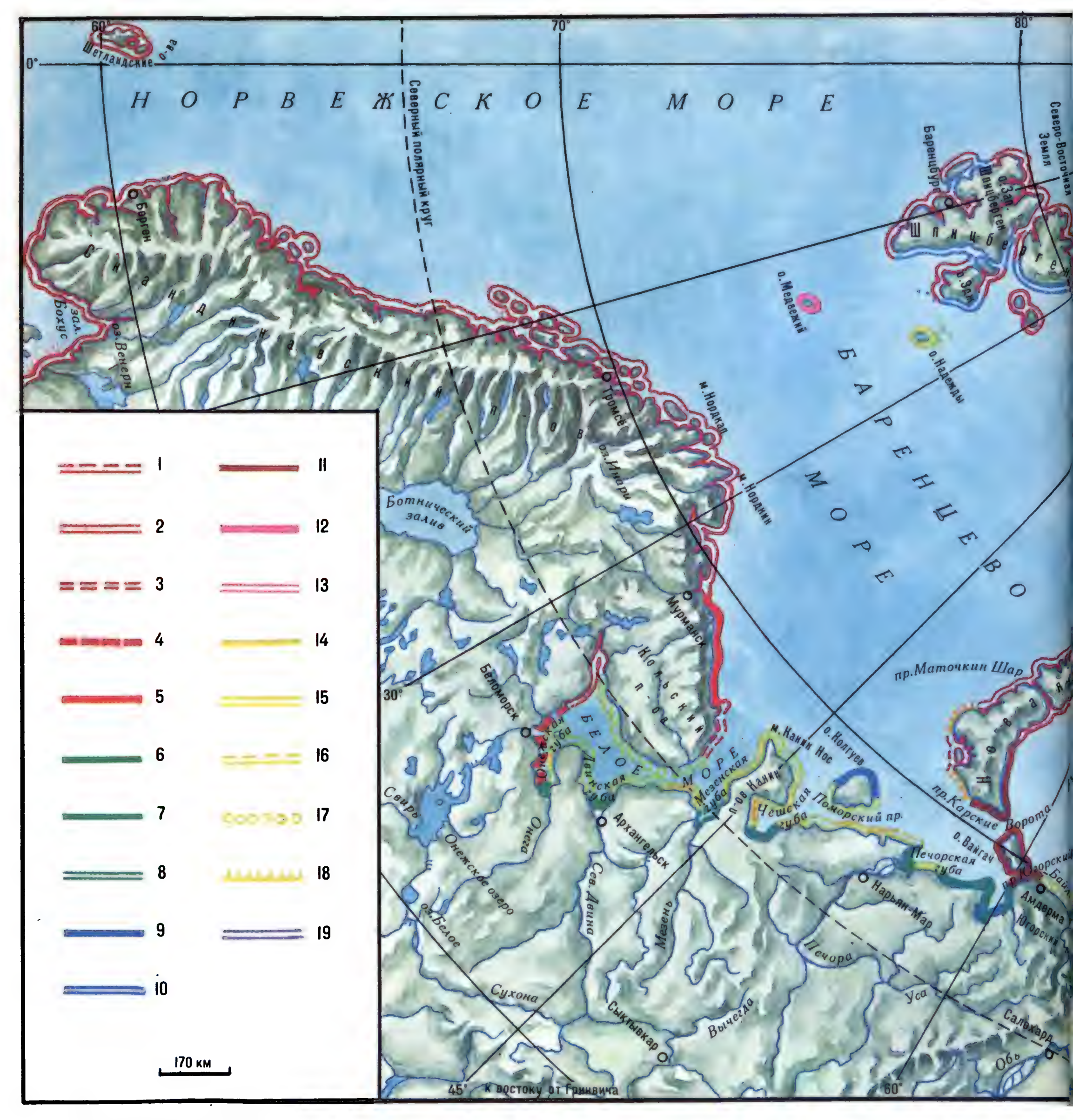
Одна группа фиордов располагается во втором из выделенных П. А. Каплиным районов, от губы Териберской до устья р. Рынды, другая — в третьем. Все эти небольшие заливы (самый длинный из них — губа Дроздовка — имеет в длину 9 км), несмотря на свои скромные размеры, типичнейшие фиорды. Отношение ширины устья к длине у них равно 1:20 — 1:30, берега их скалисты и несут следы ледниковой обработки. Обнаруживаются явные признаки тектонического заложения этих фиордов. Они отличаются прямолинейностью очертаний, некоторые фиорды, например Иоканга, Нокуевская губа, простираются параллельно общему направлению берега и связаны не с концентрическими, а с радиальными разломами. В большинстве случаев это типичные грабены, как, например, губа Завалишина, или же разработанные ледниками местные зоны дробления пород.

П. А. Каплин справедливо подчеркивает, что хотя местами и можно выделить очень ограниченные по протяженности участки разрушающегося берега, но и здесь бо́льшую, чем абразия, роль играет физическое (главным образом морозное) выветривание. Лишь в очень редких случаях встречаются выработанные совместным действием волн, приливов и физической денудации уступы, гроты и волноприбойные ниши. В целом же контур береговой линии побережья практически не меняется, он застыл в своем развитии со времен оледенения.

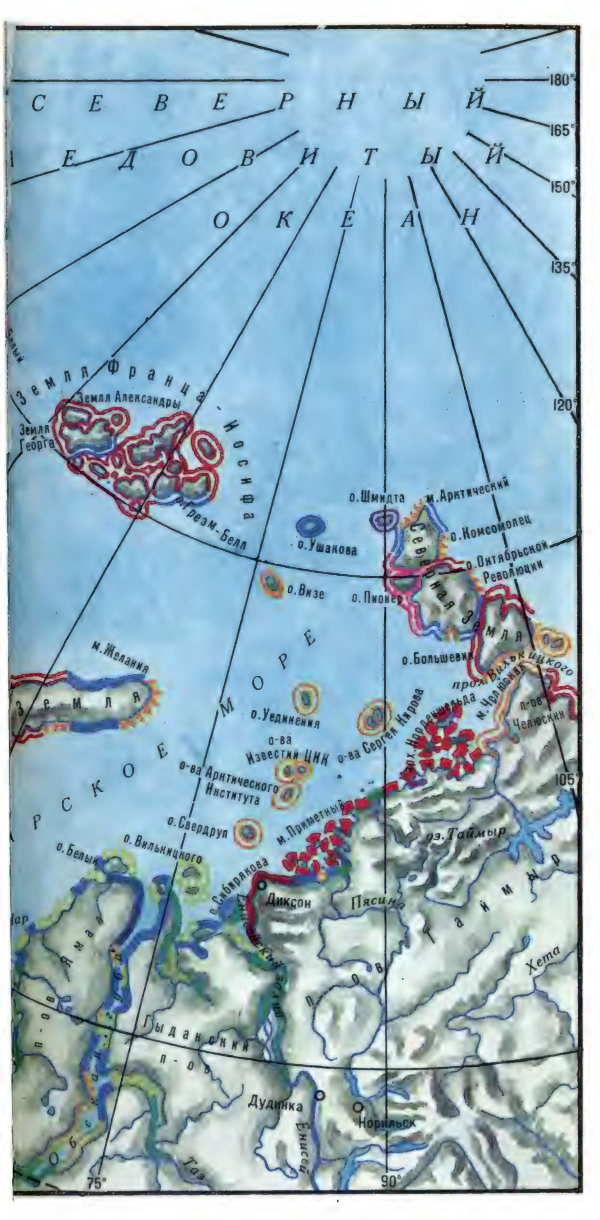
Берега Белого моря

В отличие от подавляющего большинства других морей все берега Белого моря имеют собственные названия. Берег от города Кандалакши до города Кемь называется Карельским, от Кеми до устья Онеги — Поморским, от устья Онеги до м. Ухт-Наволок — Онежским, южный берег Двинской губы носит имя Летнего берега, а от устья Северной Двины до м. Воронов — Зимнего берега. Берега Мезенской губы именуются Абрамовским (южный) и Конушинским берегами. Далее на север протягивается Канинский берег. Наконец, берега южной части Кольского п-ова — они же северные берега Белого моря — называются Кандалакшским (до устья р. Варзуги) и Терским.

Своеобразие геологического положения Белого моря заключается в том, что оно находится частью на северо-восточной окраине Балтийского щита, а частью — в пределах собственно Русской платформы, т. е. распространяется на область, где древний докембрийский фундамент уходит под



Типы берегов Норвежского, Баренцева, Белого и Карского морей. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые), 2 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые и фиардовые), 3 — ледниково-тектонического и экзарационного расчленения (фиардово-шхерные), 4 — экзарационного и ледниково-аккумулятивного расчленения (шхерные); II. Первично-ровные берега: 5 — сбросовые. **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов;** III. Потамогенные берега: 6 — дельтовые; IV. Берега с приливными осушками: 7 — илистые (типа ваттовых и маршевых) и песчаные, 8 — у подножия абразионных уступов; V. Термоабразионные и ледяные берега: 9 — термоабразионные в мерзлых четвертичных толщах, 10 — ледяные; VI—11—Абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** VII. Выравнивающиеся берега: 12 — абразионно-бухтовые, 13 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VIII. Выровненные берега: 14 — абразионные, 15 — абразионно-аккумулятивные, 16 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 17 — аккумулятивные (пляжевые), 18 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой); IX. Вторичного расчленения берега: 19 — абразионно-аккумулятивные бухтовые



недислоцированный чехол осадочных пород нижнего и среднего палеозоя. Кроме того, крайний северо-восточный участок моря расположен в границах рифейской складчатости и платформы с байкальским фундаментом [Тектон. карта Европы... 1979].

Своеобразная конфигурация Белого моря находится в прямой зависимости от структурного плана Балтийского щита (см. рис. на с. 83). Так, Кандалакшский залив, Центральный бассейн и Двинский залив предопределены как крупные отрицательные формы рельефа Сальмотундрово-Колвицким синклинорием и его продолжением в пределах платформы. Северо-западный берег моря очерчен Кандалакшским антиклинорием, а Онежский залив лежит на продолжении открывающегося к морю Енско-Лоухского синклинория. Терский берег очерчивается крупным радиальным разломом.

Северное и западное побережья Белого моря сложены породами архейского кристаллического фундамента; по южному берегу Кольского п-ова на этом кристаллическом фундаменте резко несогласно залегают осадки нижнего и среднего рифея. Предположительно нижнерифейские, по другим данным — девонские, терригенные породы слагают также Онежский и Летний берега (Онежский п-ов). Мощность осадочного чехла вместе с залегающими на рифее кембрийскими отложениями достигает на Онежском п-ове 1—2 км.

Зимний берег лежит целиком в пределах развития палеозойского осадочного чехла. На Абрамовском берегу эти породы уходят под мощный покров четвертичных отложений, которые здесь представлены двумя моренами (московской и валдайской), межледниковыми и флювиогляциальными, а также аллювиальными отложениями. Широко развиты также межледниковые песчаные отложения бореальной трансгрессии. П-ов Канин сложен по преимуществу глинами, валунными суглинками и супесями ледникового происхождения, но на мысах Лудоватый и Канин Нос обнажаются верхнепротерозойские породы байкальского складчатого комплекса [Тектон. карта Европы... 1979]. Характерно, что на Канинском берегу развиты местами многолетние мерзлые породы с линзами льда. Такие же породы слагают о. Моржовец. Соловецкие о-ва сложены гнейсами и гранитами, перекрытыми моренными отложениями.

Хотя Белое море расположено к югу от Кольского п-ова, климат на его побережьях отличается заметно более суровой зимой, однако летние температуры в среднем составляют + 8—13°, а при юго-восточных ветрах повышаются до + 17—19°. Лето короткое, преобладает пасмурная и прохладная погода. Количество атмосферных осадков составляет на большей части побережья от 400 до 600 мм с максимумом в Беломорске, на западном берегу — 676 мм/год. Режим ветров переменный — с ноября по март преобладают юго-западные, с мая по сентябрь — северо-восточные ветры. В холодное время года часты

штормовые ветры, повторяемость которых достигает у северных берегов 6—10%. Примерно один раз за 5 лет скорость ветра в каком-либо районе Белого моря может достигать 40 м/с [*Невесский и др.* 1977].

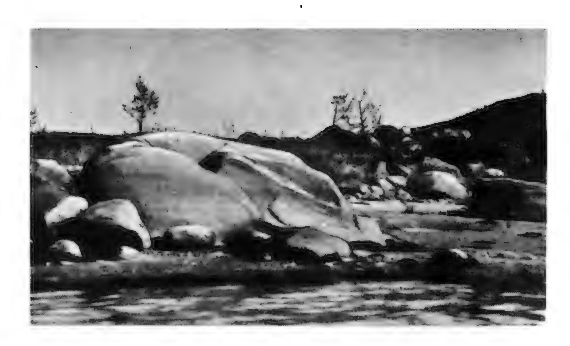
Интенсивность волнения, возбуждаемого штормовыми ветрами, ограничивается малыми размерами моря, что обусловливает небольшую длину разгона, а также его ледовитостью. Самые сильные волны наблюдаются у северного побережья, где высота волн может достигать 3—4, а в исключительных случаях даже 7 м. Зыбь не характерна. Довольно спокойный волновой режим отмечается в Кандалакшской и Онежской губах.

Значительную, а местами решающую роль в литодинамике играют приливо-отливные явления. Приливы правильные полусуточные. Приливные волны распространяются из Баренцева моря. В «воронке» Белого моря и в особенности в Мезенской губе высота сизигийного прилива изменяется от 4,5 до 7 м, а в вершине Мезенской губы достигает 10 м. Далее на запад высота прилива уменьшается до 1 м, возрастая вновь в вершинах губ до 1,9 м в Кандалакшской и до 3,4 м в Онежской губах [Атлас океанов. 1980]. С приливами связаны мощные приливо-отливные течения, скорость которых в «воронке», Горле и в Мезенской губе достигает 2,8 м/с. В Онежской губе она составляет 0,8—1,9 м/с, а в Кандалакшской — около 0,3 м/с [*Добровольский, Залогин.* 1965]. Е. Н. Невесский и его соавторы отмечают также большое значение ветровых сгонов и нагонов. При нагонах, вызываемых северо-западными и северо-восточными ветрами, уровень повышается на 0,7—0,9 м, а при сгонах, которые особенно велики при юго-восточных ветрах, понижается на 0,5—0,7 м. Одновременно возбуждаются сильные непериодические течения.

Терский берег. Описание берегов Белого моря мы начнем с Терского побережья, непосредственно продолжающего Мурманское. Относительно выровненные очертания Терского берега предопределены системой пересекающихся концентрических и радиальных разломов. Для южного и юго-восточного районов побережья наиболее характерным образованием является береговая надводная аккумулятивная терраса высотой 3—4 м над уровнем прилива. Она определяет аккумулятивный характер Терского берега на бóльшем его протяжении [*Невесский и др.* 1977]. В районе Поноя и к востоку от устья р. Варзуги есть небольшие участки абразионного берега [*Суздальский.* 1974]. Значительные приливы обусловливают образование осушек, преимущественно песчаных. Северный берег Кандалакшской губы характеризуется первичной расчлененностью, связанной с подтоплением ледниково-экзарационных форм, и здесь берег не изменен морем. Для южного и юго-восточного побережий Кольского п-ова характерна также лестница четвертичных морских террас, которые почти непрерывно прослеживаются от м. Турий до Лумбовского залива. 3—4-метровая молодая терраса обычно примыкает к одной из упомянутых четвертичных террас либо со стороны суши окаймлена песчаными дюнами (например, у селений Пулоньга и Кузомень). Местами со стороны моря она окаймлена пляжем, нередко на ее поверхности хорошо выражены береговые валы.

Все же, как замечают Е. Н. Невесский и др. [1977], несмотря на преимущественно аккумулятивный характер Терского берега, запасы песчаного материала в береговой зоне невелики и сосредоточены в основном на суше. В большинстве случаев приурезовая полоса подводного берегового склона до 5—10 м представляет собой навал глыб или перемытую морену с характерной валунной отмосткой.

Кандалакшский, Карельский, Поморский берега. Берег Кандалакшского залива и Карелии сложен в основном кристаллическими породами щита и характеризуется интенсивной расчлененностью береговой линии. Многочисленные заливы нередко напоминают фиорды ледниковой обработкой береговых склонов и явной приуроченностью к линиям разломов и зонам дробления. Однако в отличие от фиордов берега этих заливов невысоки, и Е. Н. Невесский и др. [1977] относят их к фиардам — заливам ледниково-тектонического происхождения, широко развитым на побережьях Швеции и Финляндии. Это сходство с берегами названных стран усиливается обилием «луд» — мелких скалистых островков, являющихся беломорскими аналогами шхер. Таким образом, Кандалакшский и Карельский берега по типу расчленения должны быть отнесены к фиардово-шхерному типу. Сходный тип берега



Характер берега на западном побережье Белого моря (Поморский берег)

отмечается и на значительной части Поморского берега. Однако южнее Беломорска прибрежная местность значительно снижается и переходит в заболоченную низменность, над которой лишь вблизи берега возвышаются редкие, с пологими склонами холмы («вараки») из кристаллических пород с прекрасно выраженными формами ледниковой скульптуры. Собственно берег представляет собой либо сглаженные ледником скальные пологие поверхности, постепенно уходящие под урез воды, либо навалы глыб и валунов, обычно обрамленные со стороны моря глинистыми или песчаными приливными осушками, ширина которых местами достигает 1—1,5 км. Поверхность осушки нередко покрыта слоем ила, который имеет толщину порядка 10 см и образуется здесь обычно при тихой погоде.

Онежский берег. В устье Онеги берег представляет собой заболоченную аллювиальную низменность. Последний выход кристаллических пород образует «вараки» у с. Покровского, севернее породы фундамента погружаются под терригенные породы верхнего протерозоя или девона. Палеозойский (протерозойский?) фундамент перекрыт рыхлыми ледниковыми и послеледниковыми осадками. Большая часть берега относится к абразионно-аккумулятивному типу, причем по протяженности преобладают аккумулятивные берега и берега с отмершим клифом, окаймленные широкими пляжами. Береговые аккумулятивные формы, по преимуществу песчаные, приурочены к вершинам бухт. Здесь же развиты довольно широкие песчаные осушки. Берег между мысами Чесменским и Глубоким — типичный выровненный абразионный. Здесь мы впервые (в пределах побережья Северного Ледовитого океана) встречаемся с ярко выраженным процессом абразионно-аккумулятивного выравнивания берега.

Летний берег. Абразионно-аккумулятивное выравнивание берегового контура еще более типично для Летнего берега. Здесь обширные по протяжению абразионные клифы, выработанные в палеозойских песчаниках и сланцах, и крупная аккумулятивная форма типа косы (Яренгский рог) в устье Унской губы обусловили почти полное выравнивание берега на всем протяжении от м. Летний Наволок (тоже аккумулятивная форма) до дельты Северной Двины.

Как и на Онежском берегу, при обильных запасах песчаного материала на берегу, на подводном склоне и в приливо-отливной зоне мощность рыхлых наносов невелика. Е. Н. Невесский и его соавторы указывают [1977], что это связано, во-первых, с высоким содержанием мелкоземистых частиц в составе продуктов абразии и, во-вторых, с повсеместным выносом песчаного материала по дну приливными и отливными течениями.

Дельта Северной Двины, по описанию упомянутых авторов, состоит из нескольких широких проток, разделенных крупными островами, сложенными песчаным аллювием. Протоки врезаны в позднепослеледниковые морские отложения. Авандельта представляет плоскую песчано-илистую отмель, ограниченную со стороны моря свалом глубин. Е. Н. Невесским и Ф. А. Щербаковым установлено, что возраст ее 4—5 тыс. лет. В настоящее время дельта испытывает тектоническое погружение.

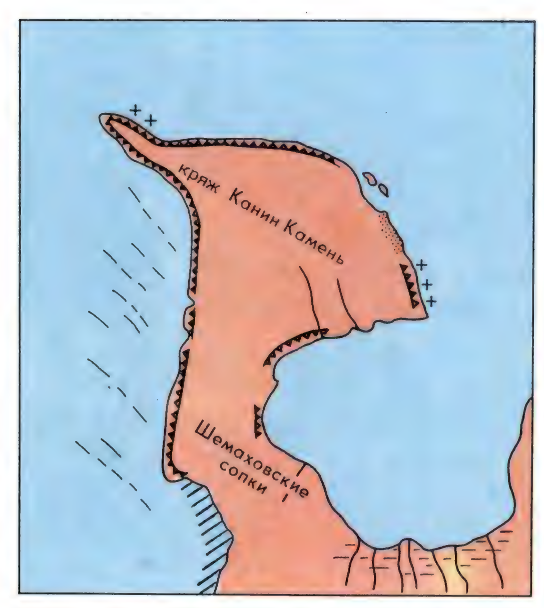
Зимний берег. Он, так же как и Летний, обнаруживает признаки интенсивного абразионно-аккумулятивного выравнивания, причем протяженность абразионных берегов здесь по крайней мере вдвое больше, чем аккумулятивных. Берег сложен палеозойскими песчаниками и аргиллитами, перекрытыми ледниковыми песчано-глинистыми отложениями. У подножия клифа в районе м. Зимнегорский встречаются скопления обрушившегося материала, хорошо выражен пляж. На большей части протяжения берега представлены активные клифы. На дне просматривается грядовый абразионный бенч шириной до 400 м, выработанный в песчаниках и аргиллитах. Отмирание клифа на ряде

участков связано с современным поднятием берега, что подтверждается данными нивелировок береговых форм.

Аккумулятивные берега приурочены главным образом к устьям рек, кроме того, выделяется несколько свободных аккумулятивных форм, аккумулятивный выступ у м. Инцы и отчлененная форма — о. Мудьюгский. На м. Инцы выделяется также более древний аккумулятивный уровень на высоте 10 м и полоса дюн. По морфологическим признакам здесь выделяется несколько вдольбереговых потоков наносов. М. Зимнегорский находится на участке дивергенции потоков — один отсюда следует на юг, и с его разгрузкой связаны аккумулятивные формы в районе м. Мудьюг, другой прослеживается до м. Инцы. Последний находится в месте конвергенции этого потока с другим, зарождающимся у м. Воронова.

Берега Мезенской губы (Абрамовский и Копушинский). На всем протяжении контура Мезенской губы выражены активно размывающиеся абразионные берега. В разрушении берегов, сложенных здесь исключительно рыхлыми четвертичными отложениями, важнейшую роль играют очень высокие (от 5 до 10 м высоты) приливы, возбуждающие сильные вдольбереговые течения, обеспечивающие массовый вынос продуктов размыва на север, в «воронку» Белого моря. На Абрамовском берегу, на подводном береговом склоне, обнажаются пермские песчаники, ими же сложены обширные каменистые осушки. Вдоль Копушинского берега протягиваются широкие илистые и песчаные (песчано-илистые) осушки. Скорость отступания берегов здесь достигает 3—5 м. В западной части губы расположен о. Моржовец, сложенный четвертичными отложениями, интенсивно абрадирующийся, в отдельные годы скорость отступания берега здесь достигала 13—17 м.

Почти все дно Мезенской губы представляет собой бенч, прикрытый тонким слоем осадков. Характернейшими формами подводного рельефа здесь и севернее, в «воронке» Белого моря, являются крупные аккумулятивные гряды из хорошо перемытого и отсортированного песка. Среди этих гряд особенно выделяется несколько наиболее крупных, высотой до 30 м, длиной более 40 км. Подавляющее большинство гряд имеет высоту до 5 м [*Чахотин и др.* 1972]. Все они ориентированы параллельно направлению приливных течений, очень сходны морфологически с песчаными грядами Северного моря и, как и последние, представляют собой результат деятельности этих течений.



Берега полуострова Канин. 1 — абразионные и термоабразионные клифы, 2 — скальные абразионные останцы, 3 — волноприбойные береговые аккумулятивные формы, 4 — приливные песчаные гряды, 5 — приливные осушки, 6 — прибрежная заболоченная равнина

Размывающийся торфяной берег Печорской губы

Канинский берег. Почти на всем протяжении западного побережья п-ова Канин протягивается невысокий абразионный берег. Он сопровождается низкой прибрежной сушей, представляющей собой ровную поверхность

заболоченной тундры. Исключение составляет самый северный участок — м. Канин Нос, который также абразионный, но сложен метаморфическими породами докембрийского возраста. Большая часть протяжения абрадирующегося берега сложена четвертичными песчано-глинистыми отложениями и торфами. На участке развития торфяников под ними в клифе обнажаются многолетнемерзлые породы с линзами льда [*Невесский*. 1977]. Разрушение этих участков происходит особенно интенсивно, эти берега следует считать термоабразионными. В средней части Канинского побережья имеется аккумулятивный берег с примкнувшими пляжевыми террасами и небольшими свободными аккумулятивными формами. Судя по отклонению кос к югу, здесь выражен вдольбереговой поток наносов южного направления.

Некоторые общие черты динамики берегов Белого моря. Благодаря тому что на берегах Белого моря проводились специальные береговые исследования (прежде всего Института океанологии АН СССР), на которые мы выше неоднократно ссылались, здесь накопился относительно богатый материал, позволяющий сделать ряд обобщений по литодинамике Белого моря, содержащихся, в частности, в работах Е. Н. Невесского и др. [1977], а также О. В. Суздальского [1974]. Важнейшие из них заключаются в следующем. Во-первых, как показало приведенное выше описание, на берегах Белого моря очень широко развиты абразионные процессы. Во-вторых, абразия оказывается для Белого моря важнейшим источником поступления осадочного материала. По подсчетам О. В. Суздальского, которые приводились выше, твердый речной сток дает осадочного материала в Белое море в 5 раз меньше, чем абразия, в том числе термоабразия. В-третьих, устанавливается важнейшая роль приливов в литодинамике Белого моря. Благодаря приливам и связанным с ними общим особенностям гидродинамики Белого моря абразия является одним из важнейших источников поступления осадочного материала в южную часть Баренцева моря. Такие специфические для приливных морей формы рельефа, как осушки и песчаные гряды, в Белом море особенно ярко выражены.

Материковые берега Баренцева моря

Общая характеристика условий развития берегов. Юго-восточная, очень мелководная часть Баренцева моря нередко называется Печорским морем. Его берега образуют п-ов Канин, залив Чешская губа, морской край Малоземельской тундры, Печорскую губу, морской край Большеземельской тундры с заливом Хайпудырская губа, о. Колгуев. По структурно-геологическим характеристикам все это побережье делится на три области. П-ов Канин и северо-восточный берег Чешской губы относятся к древней орогенной зоне Тиманского кряжа, и здесь на мысах Канин Нос, Микулкин и Бармин к морю подходят метаморфические сланцы протерозоя и осадочные породы нижнего и среднего палеозоя, но обнажаются они только на Канином и Микулкином мысах. Остальная часть побережья до Хайпудырской губы лежит в пределах Печорской плиты, где коренной (байкальский) фундамент лежит под мощным чехлом палеозойских и мезозойских пород, с поверхности перекрытых мощной толщей четвертичных ледниковых и морских отложений. На большей части побережья у берега обнажаются морские позднеплейстоценовые и голоценовые осадки. Побережье Хайпудырской губы и далее на восток вплоть до Югорского Шара относится к Предуральскому прогибу, выполненному верхнепалеозойскими и триасовыми молассовыми отложениями, также глубоко скрытыми под толщей морских и ледниковых четвертичных отложений. По геоморфологическому строению прибрежная часть суши в основном представляет собой морскую равнину, сформированную в результате поздне- и послеледниковых регрессий Северного Ледовитого океана, за исключением устьевой области Печоры, представленной обширной многорукавной дельтой, и центральной части п-ова Канин, где распространен холмисто-денудационный рельеф (кряж Канин Камень), развитый на глубокоденудированных байкальских структурах. В ландшафтном отношении побережье Печорского моря представляет собой субарктическую моховолишайниковую тундру с умеренно континентальным климатом, с осадками до 400 мм, низкими летними и среднегодовыми температурами воздуха и довольно суровой зимой.

Прибрежная часть морского дна, как и все дно Печорского моря в целом, представляет собой аккумулятивную равнину, однообразие которой нарушается приливными грядами, подобными тем, что развиты в Белом море, но значительно менее распространенными и имеющими меньшие размеры, и слабо выраженными линейно ориентированными ложбинами на продолжении некоторых речных долин (затопленные долины). Преобладают донные осадки песчаного состава.

Печорское море лежит в пределах зоны западной циркуляции, и в холодное время года здесь преобладают западные и юго-западные ветры, весьма часты циклоны. Максимальные скорости ветра в это время могут превышать 30 м/с. В теплое время года ветры неустойчивы, наиболее значительны по силе и повторяемости северные, северо-восточные и северо-западные ветры. Влияние теплых атлантических вод сказывается на льдообразовании, но на всем протяжении побережья зимой образуется припай, а с ноября по июнь плавучие льды достаточно сплоченные [*Добровольский, Залогин.* 1982; Атлас океанов... 1980]. Это в определенной степени снижает эффективность волнового воздействия на берега, однако геолого-литологические условия как бы нейтрализуют этот фактор, и, как мы увидим ниже, интенсивность волновых литодинамических процессов на берегах Печорского моря представляется значительной.

Краткая характеристика береговых форм и процессов. По данным О. В. Суздальского [1974], северные и западные берега Канина п-ова интенсивно абрадируются. Рыхлые морские осадки, слагающие берега, местами скованы многолетней мерзлотой, что обусловливает также развитие термоабразионных процессов. Ф. Э. Арэ [1980] все берега п-ова Канин относит к термоабразионным берегам. Фактически здесь есть два исключения — м. Канин Нос, который, как уже указывалось, сложен коренными метаморфическими породами и который следует считать, как и м. Микулкин, обычным абразионным берегом, и район м. Лайденного, где развиты береговые аккумулятивные формы. Последние представлены здесь косой м. Лайденного и грядой аккумулятивных о-вов Камбальницкие Кошки, являющейся продолжением этой косы. Вдоль северного берега Канина имеется поток наносов абразионного питания, который, видимо, и является источником питания аккумулятивных форм. Скорость отступания термоабразионных берегов п-ова Канин, по Г. В. Горбацкому [1970], достигает 2 м/год.

Берега Чешской губы по преимуществу термоабразионные. Как и на Канине, термоабразии здесь подвержены многолетнемерзлые пелито-алевритовые отложения поздне- и послеледниковой трансгрессии, причем на восточном берегу залива скорость отступания берега составляет 1,5—3 м/год. Высота сизигийного прилива здесь достигает 2,1 м, а на восточном берегу Канина даже 3,2 м, что обусловливает широкое развитие песчано-илистых осушек, или лайд. Наибольшей ширины (до 2 км) они достигают у м. Лайденного и в вершинной части Чешской губы.

П-ов Св. Нос, по-видимому, представляет собой аккумулятивную форму двойного питания типа переймы, образующуюся за счет наносов, поставляемых со стороны абразионного берега Индигской губы, и встречного потока со стороны также абразионного клифа в Горностальей губе [*Суздальский.* 1974]. Перейма соединяет берег и останец коренных пород, образующих скальный полуостров. Далее на северо-восток простирается крупная аккумулятивная форма — Тиманский берег протяженностью более 200 км, который генетически представляет собой мощный береговой бар, на значительном своем протяжении примкнувший к суше, местами же переходящий в островной бар (о. Сенгейский), отделяющий от моря несколько крупных лагун. Вся эта форма завершается у входа в Печорскую губу аккумулятивным п-овом Русский Заворот. На продолжении Русского Заворота, ограждая с севера Печорскую губу, еще на протяжении более 50 км следует полуподводный, местами островной бар Гуляевские Кошки. О том, что это именно бар, т. е. аккумулятивная форма донного типа, образовавшаяся в результате поперечного перемещения наносов к берегу, можно судить по отсутствию каких-либо источников питания, которые могли бы обеспечить здесь вдольбереговой поток наносов. Абразионный участок у западного края Тиманского берега очень невелик по протяженности и поставляет материал в противоположном направлении, к перейме Св. Нос.

Берег Печорской губы представлен термоабразионными низкими клифами, выработанными в мерзлых поздне- и послеледниковых прибрежно-морских отложениях и в торфах, и дельтой р. Печоры. Последняя по своим морфологическим признакам относится к типу многорукавных дельт и, по-видимому, полностью сформировалась в голоцене. На дне Печорской губы хорошо прослеживается ложбина, представляющая собой затопленную долину Печоры, выработанную, очевидно, в эпоху последнего оледенения, когда в результате регрессии океана береговая линия переместилась далеко на север, примерно на линию современной 80-метровой изобаты. Деятельность приливов на описываемом участке берега еще достаточно ощутима. Высота прилива здесь достигает 1,5 м, в вогнутостях берега и в тени аккумулятивных островов и кос сформированы осушки, имеются и небольшие подводные грядовые образования.

Берег к востоку от Печорской губы состоит из чередующихся термоабразионных и аккумулятивных участков. Хотя величина прилива здесь невелика — от 1,2 до 0,8 м, однако очень пологие уклоны как прибрежной суши, так и подводного берегового склона способствуют развитию лайд. Есть несколько крупных аккумулятивных форм типа островных и береговых баров — о. Песяков и бар Медынский Заворот, а также небольших кос. О-ва Матвеев, Голец, Долгий, Зеленцы в совокупности образуют крупную аккумулятивную форму, которая, вероятно, обязана своим происхождением приливным течениям и представляет крупную песчаную гряду, поднятую над современным уровнем моря. Возможно и другое объяснение, согласно которому это древняя аккумулятивная форма, маркирующая положение береговой линии при одной из ранних стадий голоценовой трансгрессии Северного Ледовитого океана.

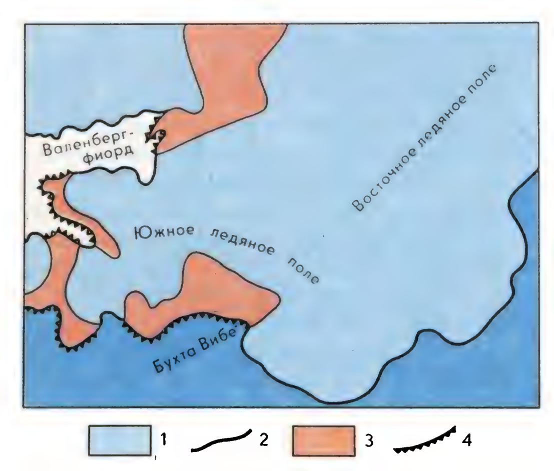
Берега островов Баренцева моря

О. Колгуев. Структурно-геоморфологическая позиция о. Колгуев определяется его приуроченностью к погребенному Колгуево-Печорскому валу [*Дибнер*. 1978] — платформенной структуре чехла Печорской плиты, имеющей северо-западное простирание. Коренные породы на острове нигде не выходят. Его северная возвышенная часть, занимающая более $^2/_3$ площади острова, сложена песчано-глинистыми ледниковыми отложениями, самый высокий (до 166 м выс.) центральный район острова образован моренными грядами. Южная и частично северо-восточная части острова представляют собой заболоченную низменность, сложенную поздне- и послеледниковыми, главным образом песчаными, отложениями. Ледниковые отложения скованы вечной мерзлотой, что наряду с энергичным воздействием волн, возбуждаемых северо-западными и северо-восточными ветрами, определяет широкое развитие термоабразионного процесса. Западный, северный и северо-восточный берега острова представляют собой высокие обрывы, подверженные термической абразии. На тыловой по отношению к главным волнообразующим ветрам стороне Колгуева образуются аккумулятивные формы, представленные здесь островными барами Зап. Тонкие Кошки и Вост. Тонкие Кошки и крупной косой-баром, отделяющей лагуну Песчаную от моря.

Шпицберген. Шпицберген — архипелаг, состоящий из 4 крупных и множества мелких островов. Крупнейшие из них — Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля, Баренца, Эдж. Шпицберген — относится к поясу каледонид, опоясывающему северную окраину Европы и распространяющемуся также на окраину Гренландии. Вся тектоническая структура Шпицбергена осложнена крупными разломами меридионального и суб-

Ледник, опускающийся к морю и порождающий айсберги

Термоабразионный берег. Шпицберген



Ледяные берега Северо-Восточной Земли, Шпицберген. 1 — ледники, 2 — термоабразионный ледяной клиф, 3 — поверхности, свободные от ледников, 4 — денудационные уступы с ледниковой обработкой

меридионального простирания. Имеется также подчиненная система широтных и субширотных разломов.

58% площади Шпицбергена покрыто ледниками. Основную часть их составляют покровные ледники, имеется также ряд долинных, подавляющая часть которых играет роль выводных ледников. Многие ледники спускаются непосредственно в море. Наиболее характерен горный рельеф (выс. 1350 м) и рельеф поверхности обширных ледниковых покровов. Местами вдоль берега протягивается ступенчатая узкая береговая равнина типа норвежского стрэндфлета. Имеются также аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные морские террасы. Характерно, что даже высоко поднятые (до 50—60 м) террасы, как это установлено по данным радиоуглеродной хронологии, имеют молодой (голоценовый) возраст. Это свидетельствует о весьма интенсивном современном поднятии архипелага. Имеются и более высокие террасы (до 90—100 м), по-видимому уже плейстоценовые. Плейстоценовые морские отложения, как отмечает Ю. А. Лаврушин [1969], обнажаются также в цоколе голоценовых террас.

Для Шпицбергена наиболее характерны фиордовые берега. Фиорды Шпицбергена отличаются от норвежских значительной шириной, прямолинейностью и сравнительно слабой разветвленностью. Их очертания контролируются упомянутой выше сеткой разломов меридионального и широтного направлений. В фиордах, и в особенности на фронтальных по отношению к морю участках разделяющих их полуостровов, преобладают берега, не измененные морем, с четко сохранившейся ледниковой обработкой выходов коренных пород, а также абразионно-денудационные берега. Местами, где вдоль берега протягиваются узкие полоски низменностей, сложенные морскими и ледниковыми отложениями, благодаря повсеместному распространению многолетней мерзлоты развиты термоабразионные берега. Незначительные по протяжению аккумулятивные берега с грубообломочными пляжами получают свое питание главным образом за счет продуктов физического (морозного) выветривания, поступающих с горных склонов [*Лаврушин*. 1969]. На берегах о. Эдж имеются береговые аккумулятивные формы и лайды (высота прилива до 1,5 м).

Очень распространены ледяные берега, образуемые фронтами спускающихся прямо к морю выводных и покровных ледников. Судя по работе Ю. А. Лаврушина, они в большинстве случаев представляют собой высокие ледяные обрывы, в стенках которых можно наблюдать различные характерные формы структуры глетчерного льда — его слоистость, различные формы текучести, гравитационные складки и т. д. Все ледники Шпицбергена, выходящие к морю, порождают айсберги, и благодаря этому вертикальная ледяная стена такого берега все время обновляется. Дно фиордов обычно бывает выстлано ледниково-морскими отложениями с характерной для них плохой сортировкой и неровным рельефом поверхности. Ю. А. Лаврушин и многие другие авторы отмечают быстрое

отступание многих ледников Шпицбергена, в частности тех, которые выполняют вершины фиордов.

Самая грандиозная по своей протяженности — около 180 км — ледяная береговая стена находится на юго-восточном берегу о. Северо-Восточная Земля. Высота ее здесь превосходит 40 м, местами достигая 100 м. Ледяной клиф ледника Короля Иоганна на о. Эдж имеет высоту до 200 м.

Ледяной берег, несомненно, также испытывает термическое воздействие морской воды и в связи с этим может быть отнесен к категории термоабразионных берегов, однако такое отнесение достаточно условно, поскольку сам ледяной клиф образуется в результате систематического обламывания края ледника, нависающего над дном прибрежной полосы моря и находящегося на плаву. Таким образом, ледяная береговая стена образуется в конечном счете благодаря действию силы тяжести, а термическая абразия играет второстепенную роль.

О. Медвежий. Небольшой о. Медвежий структурно связан со Шпицбергеном. Он расположен на своде пологой древней антиклинали, сильно денудированной и лежащей на продолжении каледонских структур Шпицбергена. Рельеф этой части острова выровненный, пологохолмистый, берег высокий и обрывистый, высота клифа, подножие которого интенсивно абрадируется, достигает 150 м, а верхняя часть обрыва подвержена не менее интенсивной денудации. На юго-востоке на прибрежной суше прослеживается серия морских террас, которые, как полагают, древнее последнего оледенения, так как на коренных породах, слагающих их, имеются следы ледниковой обработки [*Махачек*. 1961]. Берега южной части острова также абразионные.

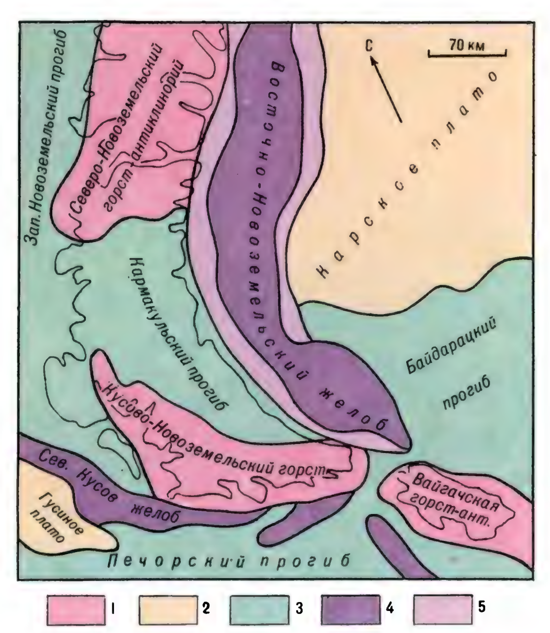
О. Виктория. Это небольшой остров, расположенный на расстоянии 65 км от Шпицбергена (от о. Белого) и в 130 км от западных окраин Земли Франца-Иосифа. Это крайний западный участок островной суши в советском секторе Арктики. Он расположен на крыле антиклинали о. Белого и восточной части Северо-Восточной Земли. Вся поверхность острова покрыта ледником, кроме северной оконечности острова — м. Книповича, представляющего серповидную косу, сложенную валунами и галькой, песками и гравием, с линзами льда. Поверхность мыса повышается к югу и переходит в террасу 12 м высотой, возраст которой равен 2 тыс. лет. Остальные берега острова — ледяные, в них хорошо видны ниши вытаивания в основании ледяной стены и прилегающий к ней ледяной бенч. По данным Л. С. Говорухи, ледник о. Виктория заметно отступает со средней скоростью 5—6 м/год.

Земля Франца-Иосифа. Этот архипелаг состоит из 186 островов общей площадью 16 тыс. км^2. 85% его площади покрыто ледниками покровного типа. Свободная ото льда суша представлена незначительными по площади мысами и нунатаками. В геологическом отношении архипелаг вместе с прилегающими участками морского дна образует крупное сводовое поднятие на северном крае Баренцевоморской плиты [*Дибнер*. 1978]. Поднятие разбито пересекающимися системами глубоких разломов на отдельные блоки, испытавшие в новейшее время значительные вертикальные смещения (до 1000 м) относительно друг друга, что предопределило раздробленность рельефа, состоящего в целом из ряда горстов и грабенов — межостровных проливов.

Берега Земли Франца-Иосифа обычно относят к фиордовым берегам, однако, как отмечает П. А. Каплин [1962], они заметно отличаются от рассмотренных ранее примеров фиордовых берегов. Прежде всего фиорды здесь представлены не столько заливами, сколько проливами. Фиордов-заливов здесь немного, и они невелики. Другое отличие заключается в том, что ледниковая обработка береговых склонов фиордов здесь не так значительна, как на описанных нами ранее фиордовых берегах.

Более 60% протяженности береговой линии образуют фронты ледниковых покровов, опускающихся прямо в море. Ледяные берега в виде вертикальных или вогнутых стен высотой в несколько десятков метров — наиболее распространенный тип берегов Земли Франца-Иосифа.

Свободные ото льда окраины некоторых наиболее крупных островов представляют собой большей частью базальтовые плато, в более редких случаях — прибрежные низменности. Берега базальтовых плато, как правило, круты и представляют собой осыпные и обвальные склоны. У подножий склонов



Морфоструктуры района Новой Земли.
1 — горные поднятия — горсты, горст-антиклинории, 2 — плато на шельфе, 3 — прогибы на шельфе и на Южном острове Новой Земли, 4 — шельфовые «желоба», 5 — борта Новоземельского «желоба»

местами имеются пляжи из грубообломочных компонентов. На о-вах Земля Вильчека и Циглера известны участки аккумулятивных берегов с хорошо выраженными береговыми валами и небольшими отчлененными ими лагунами. На о. Хейса описана небольшая дельта р. Романтиков. Очень ограниченны по протяжению также «настоящие» абразионные берега с клифами и бенчами.

В целом наряду с ледяными берегами преобладающим типом берегов Земли Франца-Иосифа являются, таким образом, денудационные — берега, не измененные или слабо измененные морем.

О-ва Новая Земля и Вайгач. Новая Земля и Вайгач образуют крупнейший архипелаг общей площадью более 83 тыс. км^2. Главные острова архипелага — Северный и Южный о-ва Новой Земли, разделенные проливом Маточкин Шар, и о. Вайгач, отделенный от Южного острова проливом Карские Ворота.

Новая Земля с Вайгачем являются продолжением Уральской горной системы и сложены породами складчатого герцинского комплекса. Древнейшие породы здесь — кембрийские филлиты, песчаники и глинистые сланцы, обнажающиеся на берегах проливов Карские Ворота и Маточкин Шар.

Четвертичные отложения представлены главным образом в периферийных зонах архипелага. Это ледниковые отложения двух (а возможно, и большего числа) оледенений (а также современного) и морские отложения предзырянской и голоценовой трансгрессий. Первая оставила после себя галечники и пески, а также суглинки с морской фауной. Послеледниковые и современные морские осадки представлены илистыми песками, песками и галечниками.

По рельефу поверхности Вайгач — это невысокая (до 170 м) холмисто-грядовая равнина, окаймленная полосой прибрежной низменности, высотой до 50 м. По ландшафтным признакам вся эта поверхность представляет собой типичную арктическую тундру. Почти на всей периферии острова равнина обрывается к морю абразионным уступом, сложенным дочетвертичными породами (девон, силур, ордовик). Сравнительно слабое расчленение береговой линии на востоке острова связано с тем, что берега здесь продольные по отношению к простиранию пород. Нередко подножия абразионных клифов окаймлены пляжами из грубообломочного материала. Береговая линия на западе и северо-западе расчленена из-за подтопления синклиналей и грабенов, что сближает эти берега с далматинским типом расчленения и с выработкой абразионных бухт на месте выходов более податливых пород, — такие берега можно отнести к абразионно-бухтовым [Атлас океанов... 1980].

Оба острова Новой Земли характеризуются продольным простиранием главных антиклинальных и синклинальных структур, образующих гигантский антиклинорий Новой Земли, а также главных разломов, играющих важную роль в общей структуре архипелага. Крупнейший разлом — Карский надвиг, очерчивающий восточный берег Новой Земли и Вайгача. Берегоформирующее значение имеет также Главный разлом, окаймляющий западные берега Вайгача и южной оконечности Новой Земли [*Горский*. 1958]. Эти основные линии разломов пересекаются густой сетью поперечных нарушений, которые использованы речными потоками, выработавшими по ним речные долины, а также ледниками, переработавшими эти долины в троги. Впоследствии низовья их были подтоплены трансгрессирующим морем, в результате чего они были преобразованы в фиорды. Фиордовый тип расчленения береговой линии является господствующим для бере-

Денудационные склоны горного массива в одной из фиордовых бухт Новой Земли

гов Новой Земли.

Важным элементом геологической структуры Новой Земли является крупный поперечный Кармакульский прогиб, занимающий значительную часть Южного острова и выполненный пермскими отложениями [*Дибнер*. 1980]. Северо-восточная часть Пайхойского антиклинория, в который входит и о. Вайгач, характеризуется системой сильноденудированных субширотных складок, в сводах которых обнажаются древнейшие породы Новой Земли (верхний протерозой — кембрий), и оказывает решающее воздействие на формирование берегов этой части Новой Земли. В геоморфологическом отношении, согласно В. Д. Дибнеру, поверхность южной части Новой Земли вместе с Вайгачем представляет собой продолжение Пайхойского пенеплена. Это пологохолмистая, местами волнистая равнина, основные неровности которой обусловлены литологией коренных пород. Нередко последние перекрыты ледниковыми отложениями. Описываемый пенеплен окаймлен на побережье береговой равниной — стрэндфлетом, несущим на себе различные формы ледниковой аккумуляции. Стрэндфлет, по мнению П. А. Каплина [1962], имеет здесь главным образом абразионный генезис.

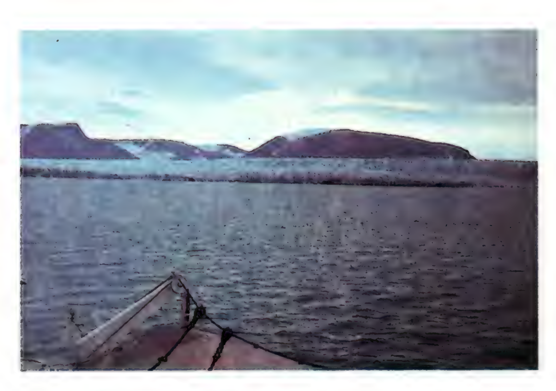
Характерной особенностью прибрежной полосы Новой Земли является почти повсеместное распространение террасовых уровней, что отмечалось обстоятельно исследовавшими берега Новой Земли А. С. Иониным и Ю. С. Долотовым [1958], а также П. А. Каплиным [*Ионин, Каплин.* 1956] и рассматривается ими как признак значительного поднятия берегов. Названными авторами было показано, что террасы здесь могут формироваться в условиях непрерывного поднятия.

Равнинный рельеф охватывает на Новой Земле небольшую по площади часть архипелага.

П. А. Каплин указывает на существенные отличия фиордов Новой Земли от рассмотренных ранее. Этот исследователь, вслед за Д. Г. Пановым [1937] подчеркивает внутренние различия фиордов западного, восточного и северного районов, а также большое своеобразие фиордового пролива Маточкин Шар.

Этот сквозной фиорд, несомненно, заслуживает особого рассмотрения. Длина его более 125 км, он довольно узок (шир. от 0,5 до 4,0 км), извилист на одних участках и поражает своей прямолинейностью на других. Отдельные мысы, придающие проливу извилистость, образованы речными дельтами. На большей части своего протяжения он имеет поперечный профиль трога. Высокие крутые его берега всюду несут следы ледниковой обработки, и лишь у восточного входа, где пролив расширяется до 10 км, берега становятся низкими и пологими, высокие обрывы сменяются стрэндфлетом.

Фиорды на Южном острове есть как на восточном, так и на западном побережье. При этом фиорды восточного побережья более глубоко врезаются в сушу. Сравнительно невысокие берега делают их похожими на фиарды, но в отличие от последних они отличаются большой глубиной. Близки к фиордам такие заливы, как губа Кармакульская и Безымянная на западном берегу о. Южный, а также губа Митющиха. Севернее берег образует широкая равнина стрэндфлета. Более мелкие и мелководные губы юго-западного



Ледниковый язык на побережье Новой Земли

Картосхема участка побережья Новой Земли.
1 — стрэндфлет, 2 — древний абразионный уступ, отмечающий положение береговой линии во время регрессии моря, 3 — ледяные берега

побережья Северного острова, по мнению П. А. Каплина, считать фиордами не следует. Остальные фиорды Северного острова имеют отличия в том, что берега многих из них существенно абрадированы, причем абразионные клифы выработаны в коренных породах, довольно часто встречаются свободные и — в вершинах некоторых заливов — даже замыкающие аккумулятивные формы. Все же, как отмечают исследователи [*Ионин, Долотов*. 1958; *Каплин*. 1962], выравнивания береговой линии, несмотря на процессы абразии и береговой аккумуляции, на Новой Земле не происходит. Это объясняется тем, что современное развитие берегов Новой Земли происходит на фоне интенсивного поднятия острова, благодаря чему в береговую зону «втягиваются» новые участки бывшего подводного берегового склона с сильно расчлененным рельефом, а также тем, что быстрое поднятие не создает условий относительной стабилизации уровня моря, необходимой для выравнивания берегового контура.

Таким образом, основное отличие фиордовых берегов Новой Земли заключается в том, что их никак нельзя отнести к категории берегов, не измененных морем; здесь вследствие благоприятных геологических условий активно протекают абразионные и аккумулятивные береговые процессы. Другой важной чертой, сближающей Новую Землю с ранее рассмотренными фиордовыми районами, является развитие ее побережий на фоне длительного интенсивного поднятия.

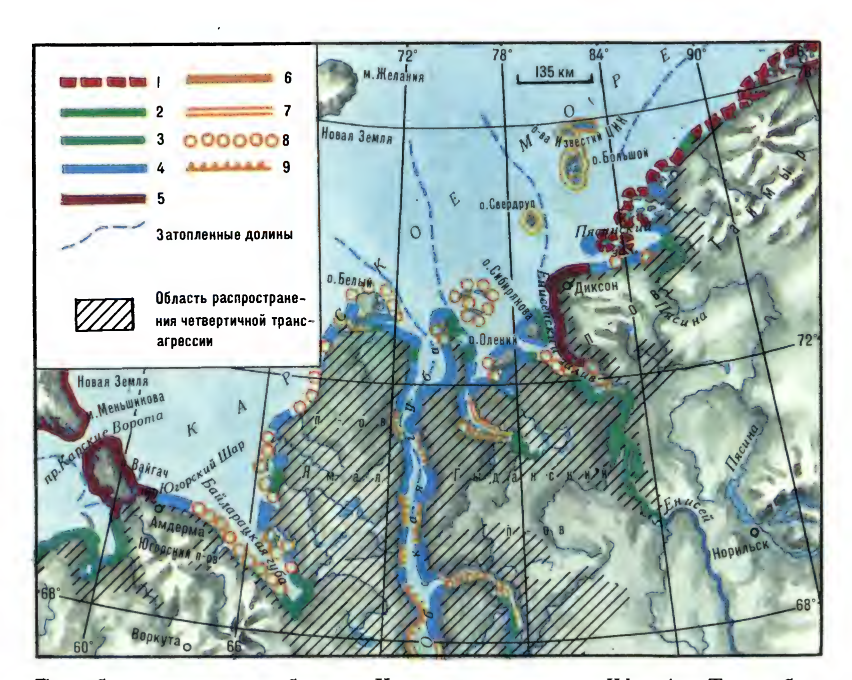
Берега Карского моря

Общие условия, в которых формируются берега Карского моря, были отмечены во вводном разделе. Напомним лишь два важнейших из них: геолого-геоморфологическую неоднородность материкового побережья Карского моря и большую ледовитость этого моря, существенно ограничивающую интенсивность воздействия морских волн на берег. Важным условием является также почти повсеместное распространение многолетней мерзлоты.

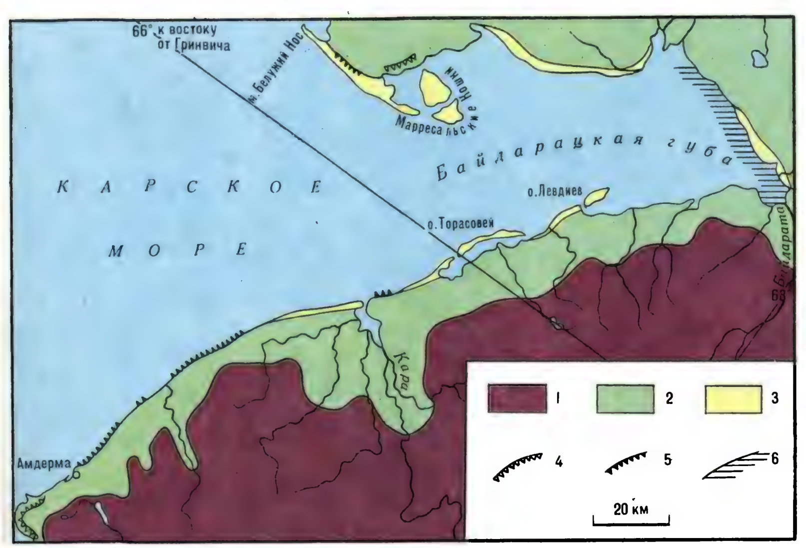
По наиболее общим чертам расчленения береговой линии материковый берег Карского моря может быть разделен на следующие крупные участки: 1) южный берег Байдарацкой губы вместе с побережьем Югорского п-ова; 2) берега п-ова Ямал; 3) берега Тазовского п-ова; 4) берега Гыданского п-ова и Енисейского залива; 5) берега Таймыра.

Югорский п-ов и южный берег Байдарацкой губы. Здесь побережье образовано приморской равниной, сложенной плейстоценовыми и голоценовыми отложениями [*Суздальский*. 1974]. К этому низменному побережью с запада примыкает короткий отрезок берега, сложенного коренными палеозойскими породами. Здесь, на побережье Югорского Шара и несколько восточнее его, почти до Амдермы, берег расчленен абразией. Этот отрезок берега следует считать абразионно-бухтовым, поскольку небольшие и неглубоко врезанные заливы образованы здесь в результате абразии более податливых к размыву литологических комплексов.

Побережье Югорского п-ова переходит в южный берег Байдарацкой губы — крупного залива, отделяющего этот полуостров от Ямала. У Амдермы имеется небольшая аккумулятивная форма. Далее на восток береговая линия существенно выровнена термоабразией. В 30 км западнее поселка Русаково небольшой участок аккумулятивного берега связан с выносами рек, далее снова продолжается термоабразионный берег. У входа в Карскую губу сформирована широкая коса, ориентированная к востоку, что, судя также по характерным отклонениям речных устьев, свидетельствует о вдольбереговом перемещении наносов в юго-восточном направлении. Этот поток наносов, по-видимому, полностью разгружается на западном берегу устья Карской губы, так как к востоку от этого устья вновь протягивается небольшой (около 20 км протяжения) участок термоабразионного берега. К востоку от него простирается крупная аккумулятивная форма — островной бар Торасавей. Западный фрагмент бара причленен к суше и может рассматриваться как коса-бар. Вместе с о. Торасавей описываемая акку-



Типы берегов южного побережья Карского моря. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — экзарационного и ледниково-аккумулятивного расчленения (шхерные). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 2 — дельтовые; III. Берега с приливными осушками: 3 — илистые (типа ваттовых); IV — 4 — Термоабразионные берега в мерзлых четвертичных толщах; V — 5 — Абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** VI. Выровненные берега: 6 — абразионные, 7 — абразионно-аккумулятивные, 8 — аккумулятивные (пляжевые), 9 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой)



Геоморфологическая схема берегов Байдарацкой губы.
1 — холмистый и горный рельеф, 2 — прибрежная низменность, поверхность плейстоценовых и голоценовых террас, 3 — береговые аккумулятивные формы, 4 — абразионные берега с клифами, выработанными в дочетвертичных породах, 5 — термоабразионные берега, 6 — ватты (приливные осушки)

мулятивная форма имеет длину около 50 км и отделяет от моря узкую, очень мелкую лагуну. Еще восточнее располагается о. Левдиев, который также представляет собой островной бар.

Берега кутовой части Байдарацкой губы на протяжении более 150 км настолько отмелы, что здесь нет ни абразионных уступов, ни волновых береговых аккумулятивных форм; это типичный лайденный берег с незафиксированной сколько-нибудь четко береговой линией. Следует заметить, что величина сизигийного прилива в Байдарацкой губе не более 0,5 м. Таким образом, лайды формируются здесь главным образом за счет нагонов и сгонов, чему благоприятствуют как направление главных ветров, так и исключительная отмелость берега.

Берега п-овов Ямал, Тазовского и Гыданского. Все три названных полуострова сложены с поверхности главным образом молодыми песчано-глинистыми морскими отложениями, образовавшимися во время казанцевской трансгрессии (низы верхнего плейстоцена), и в местах впадения многочисленных рек — аллювиально-морскими голоценовыми отложениями. Имеется также ряд береговых аккумулятивных форм, сложенных голоценовыми прибрежно-морскими наносами.

Западный берег п-ова Ямал в его южной части, к югу от м. Харасавэй, можно рассматривать как абразионно-аккумулятивный бухтовый берег, относящийся, по классификации А. С. Ионина и др. [1961], к группе выравнивающихся берегов. В районе Марресале происходит абразия выступа берега, внешний край его выровнен абразией. Интенсивной абразии благоприятствует спорадическое распространение многолетней мерзлоты. Тонкий материал выносится за пределы береговой зоны и обусловливает формирование значительного по площади ареала илистых отложений, образующих осушки в кутовой части Байдарацкой губы и вблизи береговой зоны на дне Карского моря. Разнос более крупного материала, из которого формируются береговые наносы, происходит как к северу, так и к югу от упомянутого выступа берега; и к северу и к югу от него формируются косы. В южном направлении, по-видимому, наносов перемещается больше (в частности, этому, вероятно, способствуют и нагонные течения), так как здесь кроме косы имеется еще группа аккумулятивных о-вов Марресальские Кошки. Крупный о. Литке, расположенный за ними, представляет собой останец тундровой равнины, отделившийся от п-ова Ямал благодаря термоабразии. К северу от Марресальского выступа располагается низкий и плоский слаборасчлененный берег, окаймленный осушками. Существенными элементами рельефа здесь являются выдвигающиеся дельты рек Мордыяха и Нодояха. Берега залива Шарапов Шар — термоабразионные. П-ов Харасавэй имеет сложный абразионно-аккумулятивный выравнивающийся берег. Коса м. Харасавэй и продолжающие ее к югу аккумулятивные острова свидетельствуют о том, что на этом участке происходит вдольбереговое перемещение наносов в южном направлении. Р. Харасавэй впадает в одноименную лагуну и выдвигает в нее свою дельту.

Берег к северу от Харасавэя — сложный выровненный. Он имеет вид огромной, более 200 км протяжением, абразионно-аккумулятивной дуги, состоящей из перемежающихся термоабразионных и аккумулятивных участков. Берег на абразионных участках, по О. В. Суздальскому, отступает со скоростью 3 м/год. Разнос продуктов абразии происходит в северном направлении. У северо-западного окончания п-ова Ямал эта дуга заканчивается крупной и широкой косой — м. Скуратова. Вообще следует заметить, что этот участок берега Ямала испытывает, по-видимому, на отдельных участках современное поднятие, на что указывает большая ширина свободных аккумулятивных форм (обычно это признак поднятия берега).

Северный берег п-ова Ямал — выровненный термоабразионный. По Ф. Э. Арэ, весь берег сложен многолетнемерзлыми отложениями. Исключение составляет небольшой по протяженности участок берега по обе стороны от устья р. Яхадыяха — здесь развит дельтовый берег. Расположенный напротив северной оконечности Ямала крупный о. Белый представляет собой останец той же молодой морской равнины, которая образует п-ов Ямал. Здесь на западном и юго-восточном побережьях развиты термоабразионные берега, тогда как северный и юго-восточный берега представлены аккумулятивными формами [*Суздальский*. 1974].

Берега Обской и Тазовской губ отличаются

Термоабразионный берег с песчано-илистой осушкой, мыс Харасавэй (Ямал)

Термоабразионный клиф и ниша, западный берег Ямала

большим своеобразием. Эти совершенно уникальные по очертаниям и глубине проникновения в сушу заливы, как и, видимо, Гыданская губа и Енисейский залив, имеют сложное происхождение. Их образование связано как с деятельностью рек, так и с работой моря и криогенными факторами. По всей вероятности, это не только ингрессионные, но и в значительной мере выработанные формы. Современная Обская губа — в основном результат голоценовой трансгрессии. Воды Карского моря затопили русло и пойму Оби, а термоабразия и размыв торфяных берегов, очень характерных для долины Оби, обусловили значительное расширение затопленного низовья ее долины. Этот процесс разработки Обской и других губ этого района в ширину сочетался также с углублением затопленной долины, главным образом за счет термоабразии, т. е. врезания реки в мерзлую толщу при участии термического воздействия реки. Около 4 тыс. лет назад началось формирование дельт выполнения в кутовых частях Обской и Тазовской губ.

Западный берег Обской губы на севере начинается аккумулятивной формой м. Поселаво и наносным о. Халянго, являющимся ее продолжением. Вместе они отделяют лагуну залива Преображения. Далее на юг следует абразионно-бухтовый берег, выработанный в многолетнемерзлых отложениях казанцевской трансгрессии и сопровождающийся

Отмелый аккумулятивный берег западного побережья Ямала

Термоабразионный берег северной части Ямала. Верхняя часть клифа сложена торфом. У подножия клифа — снежные забои, защищающие его от воздействия прибоя

Термоабразионный берег, блокированный «стамухами» (льдинами, севшими на прибрежную мель)

Берега Обской губы сравнительно приглубы, и небольшие суда могут вплотную подходить к берегу

широкими лайдами [*Суздальский.* 1974]. Поскольку прилив здесь невысок (около 1 м), следует предполагать, что лайды в основном формируются сгонно-нагонными течениями.

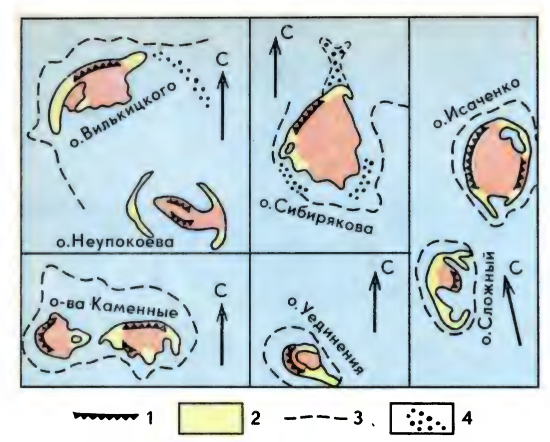
Южнее устья р. Тамбей берег следует рассматривать как аккумулятивно-абразионный бухтовый. Вогнутости берега, имеющие вид неглубоко врезанных и широко открытых бухт, характеризуются термоабразией, а большинство выступов берегового контура образованы приустьевыми дельтами многочисленных тундровых рек, впадающих в губу. Некоторые из этих дельт также подвержены размыву, и в этих случаях к югу от участков размыва образуются небольшие косы (мысы Поруй, Белый, Каменная Коса). Иногда эти косы в своих тыловых частях отчленяют небольшие лагуны. Южнее поселка Новый Порт берег очень отмел и испытал вторичное расчленение за счет выдвижения речных устьев.

Вся кутовая часть Обской губы занята дельтой р. Оби. В. Н. Коротаев и А. Ю. Сидорчук [1974] относят ее к дельтам выполнения. Характерной чертой дельты Оби является то, что она многорукавная в западной и северо-восточной частях, на юге же простирается необычайно широкая (до 20 км) Надымская Обь, еще сохраняющая черты эстуария, каким в свое время была вся Обская губа. Нарастание дельты протекает довольно интенсивно.

Восточный берег Обской губы на юге начинается дельтой р. Надым, затем следует абразионно-аккумулятивный берег, очень похожий на северо-западный берег губы. Севернее дельты Надыма есть несколько аккумулятивных форм, которые совершенно однозначно свидетельствуют о перемещении наносов в южном направлении. Большой участок берега — более 130 км длиной, — между мысами Островной и Парусный, представляет собой абразионную (термоабразионную) дугу большого радиуса, выработанную в мерзлых морских плейстоценовых отложениях.

Берега Тазовской губы сходны по строению и происхождению с берегами Обской губы. На севере Тазовского п-ова простирается выровненный абразионно-аккумулятивный берег с блокированными устьями небольших речек, лагунами и низкими термоабразионными клифами. Низкие лайденные берега с небольшими пересыпями и лагунами, с выступами берега, совпадающими с устьями рек, характеризуют западный берег Тазовской губы. В вершинной части губы берег образуют дельты рек Пур, Таз и Мессояха. Последняя из них сформировала очень крупную дельту, которая выдвинулась в губу далеко к западу, более чем втрое сократив ширину залива. Активно формируют свои дельты Пур и Таз, которые относят к дельтам выполнения. Пур и Таз образуют конусообразные устьевые бары. Дно вершинной части Тазовской губы отличается сочетанием переуглубленных промоин и подводных песчаных гряд, ориентированных по простиранию залива. Ориентировка этих форм хорошо согласуется с направлением стоковых и штормовых (нагонных) течений, которые, по-видимому, и являются главными факторами их образования и динамики. В этих процессах принимают участие и ветровые волны, высота которых здесь достигает 0,6—0,8 м [*Богомолов и др.* 1976].

Северо-восточный берег Тазовской губы — абразионно-аккумулятивный бухтовый, как и значительная часть берега Обской губы к северу от Тазовской. На северо-западном окончании побережья Гыданского п-ова берег Обской губы образует крупнейшую абразионную дугу длиной более 130 км. В результате термоабразии, которая протекает здесь со скоростью до 8 м/год, северо-восточная часть Гыданского п-ова (п-ов Явай)



Аккумулятивные и термоабразионные берега островов Карского моря [*Зенкович*. 1946].
1 — термоабразионные клифы, 2 — береговые аккумулятивные формы, 3 — граница подводной отмели, 4 — подводные аккумулятивные формы

сократилась в ширину почти втрое и сейчас представляет собой узкую останцовую полоску суши, от которой в северной ее части уже отделился о. Шокальского, также интенсивно абрадирующийся.

Берега Гыданской губы, насколько это можно судить по карте (никаких описаний их, по-видимому, нет), сходны по морфологии и генезису с берегами северной части Обской губы. Любопытное образование представляет здесь Юрацкая губа, которая, как можно предполагать по ее конфигурации, образовалась в результате того, что термоабразией было здесь «вскрыто» крупное озеро, которое благодаря тому, что перемычка, когда-то отделявшая его, полностью разрушилась, превратилось в морской залив.

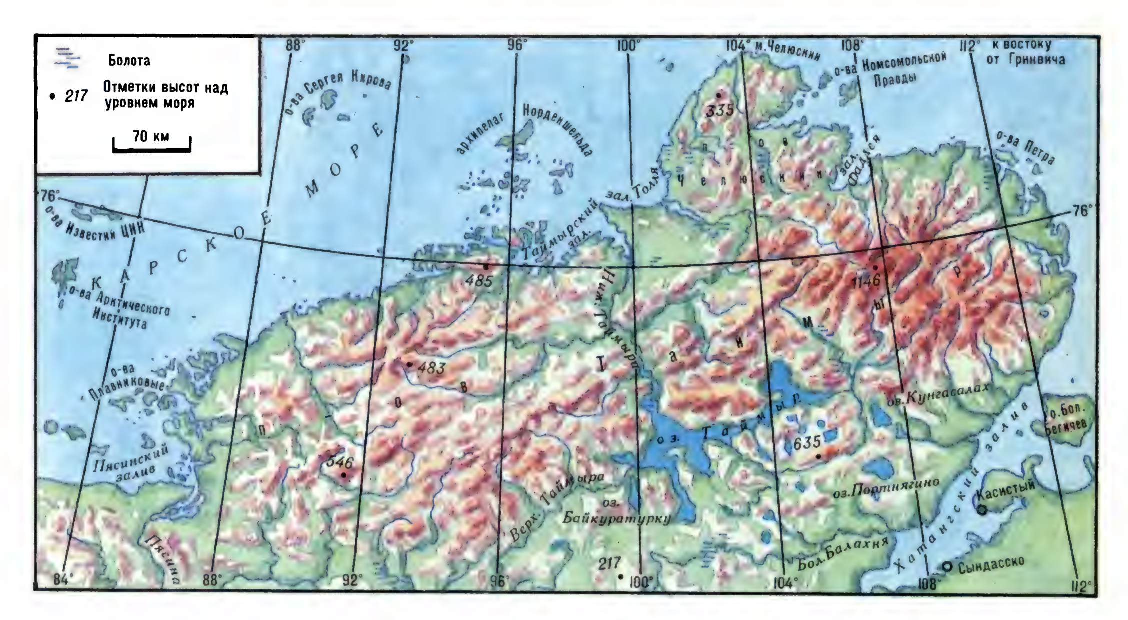
О-ва Олений и Сибирякова, расположенные у входа в Енисейский залив, также сложены мерзлыми отложениями и интенсивно абрадируются. Разрушаются берега, обращенные к открытому морю, а на «тыловых» участках происходит аккумуляция, формируются косы и «кошки» — островные бары. На подводном береговом склоне нередки песчаные гряды, а в вогнутых контурах и в «волновой тени» — лайды. По-видимому, и здесь главными факторами формирования лайд и песчаных гряд являются не приливы, величина которых невелика, а штормовые нагоны.

Сложные сочетания термоабразионных клифов и кос, формирующихся за счет абразионного материала на о-вах Арктического Института, Вилькицкого, Свердрупа, Сергея Кирова — низких островов Карского моря, сложенных криогенными отложениями, — нередко придают большое своеобразие их очертаниям [*Зенкович*. 1946].

Северо-западный берег Енисейского залива сложен флювиогляциальными мерзлыми отложениями и, как указывает Ф. Э. Арэ [1980], подвержен весьма интенсивной термической абразии. Продукты разрушения берегов частью выносятся в море (пелитовая и алевритовая фракции), частью (песок) перемещаются волновыми и нагонными течениями в направлении к вершине залива. В 60 км от начала термоабразионного уступа поток наносов достигает насыщения, и здесь формируется петлевидная коса — м. Песчаный. К юго-востоку от него вновь возобновляется термоабразионный процесс. В целом западный берег Енисейского залива подобен описанным выше берегам Обской и Тазовской губ. По данным В. А. Троицкого [1977], берег здесь отступает на 5—6 м/год (южнее поселка Лескино).

Кутовая часть Енисейского залива занята крупной дельтой выполнения, которую строит Енисей. Вершина дельты начинается на 180 км южнее ее морского края, однако наиболее динамична северо-западная часть дельты, известная под названием Бреховских о-вов. Это песчаные и песчано-илистые острова, имеющие высоту 2—3 м над ур. м., заболоченные и разделенные множеством проток. Из рукавов дельты важнейшие два — восточный, наиболее полноводный, и западный. Дельта этой крупнейшей реки в настоящее время формируется весьма активно, однако очень малый твердый сток Енисея (всего около 11 млн т/год) обусловил относительно медленное заполнение залива дельтовыми образованиями. В. Н. Коротаев и А. Ю. Сидорчук [1974] отмечают как одну из важных особенностей развития дельты в условиях арктического побережья то, что прорывы устьевых кос здесь не характерны в отличие от дельт Южных морей. Это связывается с относительно малым твердым стоком, а также с мерзлотными явлениями.

Восточный берег Енисейского залива, по Э. Ф. Арэ, стабилен, за исключением отдельных слабо разрушающихся участков. Он сложен главным образом флювиогляциальными и аллювиальными отложениями. По В. А. Троицкому, бровка клифа в районе м. Шайтанского отступает со скоростью 3 м/год. Значительная часть берега аккумулятивная, есть несколько небольших свободных аккумулятивных форм, в том числе петлевид-



Фиордово-шхерное расчленение береговой линии Таймыра

ная коса м. Шайтанский. В заливе Шайтанская Курья пляж нарастает со скоростью 1—3 м/год.

Для прибрежных равнин на всем протяжении от Байдарацкой губы до Енисейского залива характерно широкое развитие различных криогенных форм — термокарста, бугров пучения, полигональных поверхностей. На отдельных участках побережья известны свежие эоловые формы в виде дюн и котловин выдувания. Севернее параллели 72°30′ вдоль берега протягивается узкая полоса голоценовых и верхнеплейстоценовых морских осадков, местами отмечаются выходы коренных пород. Этот участок побережья целесообразно рассматривать вместе с побережьем Таймыра.

Берега Таймыра. Почти повсеместно на Таймыре распространены ледниковые формы рельефа, как денудационные (экзарационные), так и аккумулятивные. На побережье преобладают денудационные ледниковые формы в виде «бараньих лбов» и «курчавых скал». Сохранности ледниковой шлифовки выходов коренных пород способствуют благоприятные литологические условия, большая прочность метаморфических и кристаллических пород докембрия и палеозоя.

Северо-восточный берег Енисейского залива поперечен по отношению к простиранию древних структур. Здесь в районе Диксона появляются низкие скалистые мысы и шхеры (м. Ефремов Камень, Оленьи о-ва). О. Диксон сложен диабазами, несет следы древнего оледенения. Диксоновский участок берега можно отнести к шхерному типу берегов. Есть указания [*Троицкий*. 1977], что в 1 км южнее порта Диксон берег отступил за 1956—1966 гг. на 20 м. На месте смытого термоабразионного клифа обнажилась каменистая осушка. Неглубокие заливы на побережье Таймыра скорее напоминают фиарды Швеции или Финляндии, нежели рассмотренные ранее фиордовые формы расчленения.

Берег к востоку от Диксона при взгляде на мелкомасштабную карту поражает своей прямолинейностью. Это связано с тем, что береговая линия здесь практически совпадает с одним из разломов широтного направления, столь характерных для Таймыра. К морю здесь подходят многолетнемерзлые отложения казанцевской трансгрессии. На карте О. В. Суздальского [1974] берег показан как абразионный выровненный, а на геоморфологической карте в Физико-географическом атласе мира [1964] — как термоабразионный. По-видимому, его следует считать термоабразионным выровненным. Судя по ориентировке косы перед устьем р. Дамба в восточной части описываемого берега, перемещение наносов вдоль берега происходит здесь в

восточном, а не в западном направлении, как это показано у О. В. Суздальского.

К востоку от Дамбы продолжается выровненный термоабразионный берег, который затем сменяется дельтой р. Пясины. Это крупная многорукавная дельта, относимая В. Н. Коротаевым и А. Ю. Сидорчуком [1974] к типу дельт выполнения. Подобно дельте Енисея, она строится за счет заполнения эстуария речными наносами и морфологически сходна с нею.

На восток-северо-восток от устья Пясины протягивается расчлененный, невысокий, но скалистый берег, сопровождающийся многочисленными каменистыми островами. Бо́льшая часть его носит название Берег Харитона Лаптева. Выходы докембрийских метаморфизованных осадочных пород и гранитов несут следы ледниковой обработки. Извилистые заливы с низкими скалистыми берегами, как упоминалось, подобны финским и шведским фиардам. Многочисленные шхеры сопровождают берега. Таким образом, этот берег следует считать шхерно-фиардовым, не испытавшим значительных изменений, вызванных деятельностью морских волн и прибоя. Единственным исключением здесь является п-ов (коса) Михайлова, представляющий собой, по-видимому, крупный выступ позднеплейстоценовой морской террасы, испытывающий в настоящее время размыв с северной стороны (около 1,5 м/год). Продукты размыва перемещаются вдоль этого отрезка берега к западу, и у окончания полуострова из них строится современная песчаная коса. В. А. Троицкий [1977] упоминает также о том, что в шхерах Минина в проливах образуются разнообразные мелкие аккумулятивные формы.

Расположенные к северу от Берега Харитона Лаптева о-ва Норденшельда сложены гранитами и гнейсами и имеют тот же тип берегов, что и материковое побережье. На прилегающем отрезке материкового побережья образовались наиболее крупные фиарды. Самый большой — фиард Таймырская губа, в который впадает крупная р. Нижняя Таймыра.

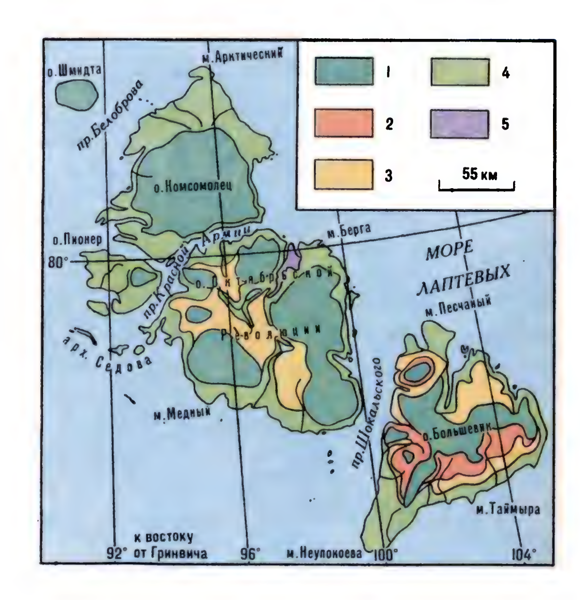
Берега залива Толля и пролива Вилькицкого местами абрадируются, причем абразионные участки, выработанные в коренных породах, отступают со скоростью 0,2 м/год [*Суздальский*. 1974]. Абразионные участки чередуются с небольшими, главным образом свободными аккумулятивными формами. По-видимому, в целом этот берег следует рассматривать как выровненный абразионно-аккумулятивный. Северо-восточное окончание п-ова Таймыр, обращенное уже в сторону моря Лаптевых, как и Берег Харитона Лаптева, фиардово-шхерное, не измененное морем.

О-ва Ушакова, Визе, Уединения. Три названных острова расположены в открытом море, далеко от континентальных берегов Карского моря, и их берега заслуживают специального рассмотрения. О. Ушакова полностью покрыт шапкой ледника, наивысшая точка поверхности которого находится на высоте 294 м. Исключение составляет м. Земляной. Судя по названию, он, видимо, не сложен льдом, но указаний о его строении обнаружить не удалось. Берега острова — ледяные, в их развитии, очевидно, принимает участие термическое воздействие воды на лед. Ледяная стена, обрывающаяся в море, достигает в высоту 20 м.

О. Визе, существование которого, как известно, было предсказано В. Ю. Визе за несколько лет до открытия (на основе анализа данных о дрейфе шхуны «Св. Анна»), сложен слабодислоцированными мезозойскими песками и конгломератами с прослоями угля. На водоразделах сохранились ледниковые валунные пески, морские пески с гравием слагают доголоценовую террасу высотой 15—25 м. Берега острова мало изрезаны и характеризуются чередованием высоких абразионных уступов и низменных аккумулятивных участков. Развиты песчано-галечные пляжи, вдоль северного берега острова простирается береговой бар, отчленяющий лагуну.

О. Уединения имеет большое сходство по геологическому и геоморфологическому строению с о. Визе, но в несколько раз меньше. Остров подвержен термоабразии (размываются морские плейстоценовые отложения), северо-восточный берег окаймлен галечным береговым баром, отчленяющим лагуну.

Берега Северной Земли. Архипелаг Северная Земля образует естественную восточную границу Карского моря. Как известно, Северная Земля состоит из 6 крупных островов (Шмидта, Комсомолец, Пионер, Октябрьской Революции, Большевик, Малый Таймыр) и множества мелких. Общая площадь



Геоморфологическая схема Северной Земли [Советская Арктика. 1970]. 1 — ледниковые щиты и купола, 2 — денудационное плато с отдельными возвышенностями, 3 — приподнятые абразионные равнины, 4 — низкие морские равнины, 5 — шельфовый ледник.

архипелага — 36,8 тыс. км^2, из них большая часть занята современным покровным оледенением. В геологическом отношении архипелаг, как упоминалось, тесно связан с Новой Землей и Таймыром.

Четвертичные отложения ледникового и флювиогляциального генезиса слагают в основном прибрежные равнины. Здесь же распространены морские отложения, слагающие террасы. Лестницы террас, как и переуглубленные троговые долины, свидетельствуют о многократных оледенениях и прерывистом поднятии архипелага в четвертичное время [*Семенов*. 1970]. На побережьях больших островов установлено 5 уровней морских террас с высотами от 5 до 120 м.

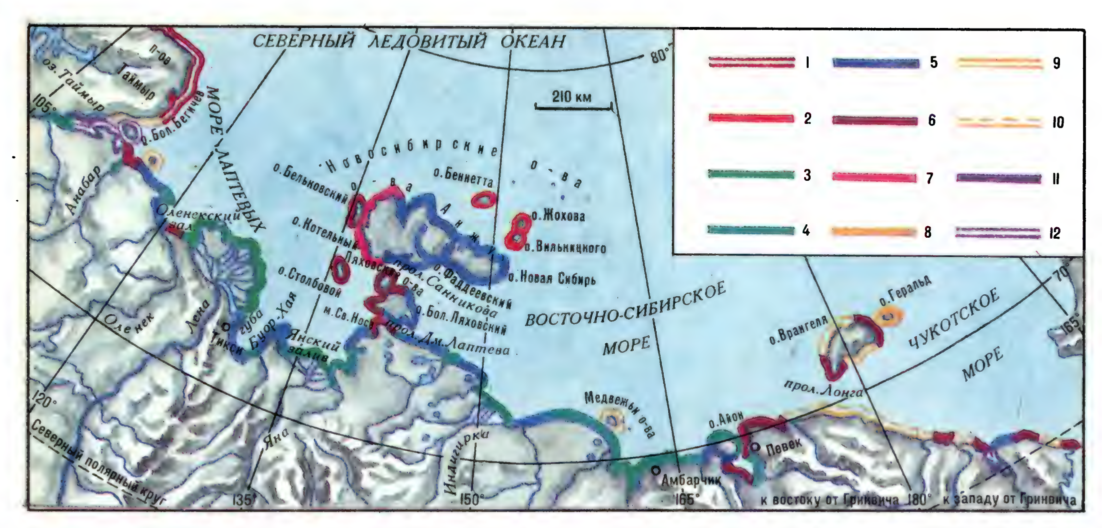
Неотектонические движения земной коры сопровождались крупными дизъюнктивными нарушениями, которые предопределили сетку мощных разломов и связанную с ней современную конфигурацию островов.

На основании геоморфологических исследований на Северной Земле устанавливаются следующие основные типы рельефа: 1) морская низменная равнина, окаймляющая побережье почти на всем протяжении; 2) поднятая абразионная равнина (до 200 м) занимает центральную часть о. Октябрьской Революции и образует ступени по периферии древней денудационной поверхности на о. Большевик; 3) древняя денудационная поверхность с отдельными останцами; 4) ледниковые щиты и купола. Все эти черты геологического и геоморфологического строения островов получили отражение и в морфологии их берегов.

По И. В. Семенову (1970), на побережье Северной Земли наряду с сильно расчлененными берегами встречаются слабо изрезанные, сложенные скальными породами или материковыми льдами, а также низменные отмелые берега. П. А. Каплиным описаны фиордовые берега Северной Земли. Этими источниками по существу ограничивается специальная информация о геоморфологических особенностях берегов описываемого архипелага.

Прежде всего выделяются фиордовые берега, сложенные, как правило, очень прочными метаморфическими или кристаллическими породами. К этому типу относятся северные берега о. Большевик, несколько фиордов о. Октябрьской Революции и «сквозные» фиорды-проливы Шокальского и Красной Армии. П. А. Каплин (1962) считает, что бóльшая часть фиордов Северной Земли не имеет связи с разрывными дислокациями и в основном они имеют первично-эрозионное происхождение. Исключение составляет грабен пролива Шокальского. Фиордовые берега местами сопровождаются шхерами.

Значительное распространение имеют ледяные берега, образованные стекающими в море покровными, а в некоторых случаях и



Типы берегов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.**
I. Первично расчлененные берега: 1 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые, фиардовые); II. Первично ровные берега: 2 — сбросовые. **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** III. Потамогенные берега: 3 — дельтовые; IV — 4 — Берега с ветровыми осушками; V — 5 — Термоабразионные берега в мерзлых четвертичных толщах; VI — 6 — Абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.**
VII. Выровненные берега: 8 — абразионные, 9 — абразионно-аккумулятивные, 10 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные);
VIII. Вторично расчлененные берега: 11 — абразионно-бухтовые, 12 — абразионно-аккумулятивные бухтовые

долинными («выводными») ледниками (например, в фиордах Марата и Матусевича). Берега о. Шмидта и значительная часть берегов о. Комсомолец — ледяные. Ледяной берег на о. Октябрьской Революции образует Университетский ледник (в южной части острова).

Берега прибрежных низменностей по преимуществу абразионно-аккумулятивные. Многолетняя мерзлота, по-видимому, здесь, на побережье, имеет прерывистое распространение (*Арэ*. 1980). На картах Физико-географического атласа мира (1964) и Атласа океанов (1980) отмечается значительная протяженность берегов с отмершими клифами и примыкающей к их подножиям аккумулятивной террасой (пляжем). Имеется ряд мелких свободных и замыкающих аккумулятивных форм (например, мысы Зверовой, Неупокоева), отдельные абразионные бухты (Солнечная, Журавлева).

Берега морей Лаптевых и Восточно-Сибирского

В общем обзоре уже говорилось о важнейших природных условиях формирования берегов моря Лаптевых. Прежде всего это обширность прибрежного мелководья — 50-метровая изобата располагается на расстоянии многих сотен километров от берега, прибрежная полоса дна имеет очень малые уклоны. Далее — большая ледовитость моря. В некоторые годы, даже во время минимального развития льдов (август — сентябрь), свободной ото льдов остается лишь узкая прибрежная полоса моря шириной несколько десятков километров. Это существенно ограничивает продолжительность времени волнового воздействия на берега. Безледное время для западной части моря Лаптевых составляет 14%, для восточной — 20% от общего числа календарных дней в году. Характерна также слабая выраженность приливных явлений — максимальная величина прилива в Хатангском заливе 0,8 м (у входа в него — 2 м), на всем остальном протяжении берега — менее 0,6 м. С другой стороны, очень велики штормовые нагоны и сгоны, амплитуда которых в некоторых случаях достигает 2 и даже 5,5 м [*Совершаев*. 1980].

Берега моря Лаптевых на большей части своего протяжения сложены рыхлыми морскими, аллювиально-морскими, аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Под озерно-аллювиальными отложениями, в частности, имеются в виду отложения, слагающие так называемую «едому» — верхний горизонт тундровой низменной равнины, представленный «ледовым комплексом», характеризующимся высоким содержанием пылеватого материала и льда. В связи с этим прибрежным равнинам свойствен рельеф ала-

сов — впадин и озер, образовавшихся на месте вытаивания подземных льдов. Широкое распространение многолетнемерзлых пород обусловливает многочисленные выходы их и в береговой зоне, с чем связаны здесь термоабразионные процессы, во многих районах побережья (о-ва Быковский и Муостах, п-ов Буор-Хая и др.) проявляющиеся весьма активно.

Континентальное побережье моря Лаптевых по особенностям условий формирования берегов В. А. Совершаев (1980) разделяет на две береговые области: Лено-Анабарскую и Янскую, которые подразделяются на Анабарский, Терпяй-Тумусский и Оленекский, Буорхаинский и Янский районы. Эту схему районирования следует дополнить также районами Берега Прончищева, Хатангского залива и дельты Лены, не охваченными исследованиями В. А. Совершаева.

Берег Прончищева. Восточная, низменная полоса прибрежного Таймыра, известная под названием Берега Прончищева, сложена в основном рыхлыми морскими и аллювиальными отложениями. Их мощность здесь больше, чем высота отдельных береговых уступов, достигающая в исключительных случаях 180 м. На южном отрезке, по данным Ю. А. Кручинина (1973), к морю подходят выходы песчаников и сланцев пермотриаса и нижнего мела. Ф. Э. Арэ отмечает слабое развитие термоабразионных процессов в этом районе.

На северных участках Берега Прончищева еще сохраняется фиардово-шхерный берег, однако здесь он уже заметно переработан волновыми процессами. Характерны, в частности, многочисленные береговые, и главным образом островные, бары, причем последние наиболее типичны с внешней стороны сопровождающих материковый берег островов. Бары сложены песками, гравием и галькой. Южная часть описываемого побережья характеризуется чередованием выровненных абразионных (и, видимо, термоабразионных) клифов и небольших береговых аккумулятивных форм типа кос, обращенных своими дистальными окончаниями к югу, что указывает на существование вдольберегового переноса наносов в этом направлении.

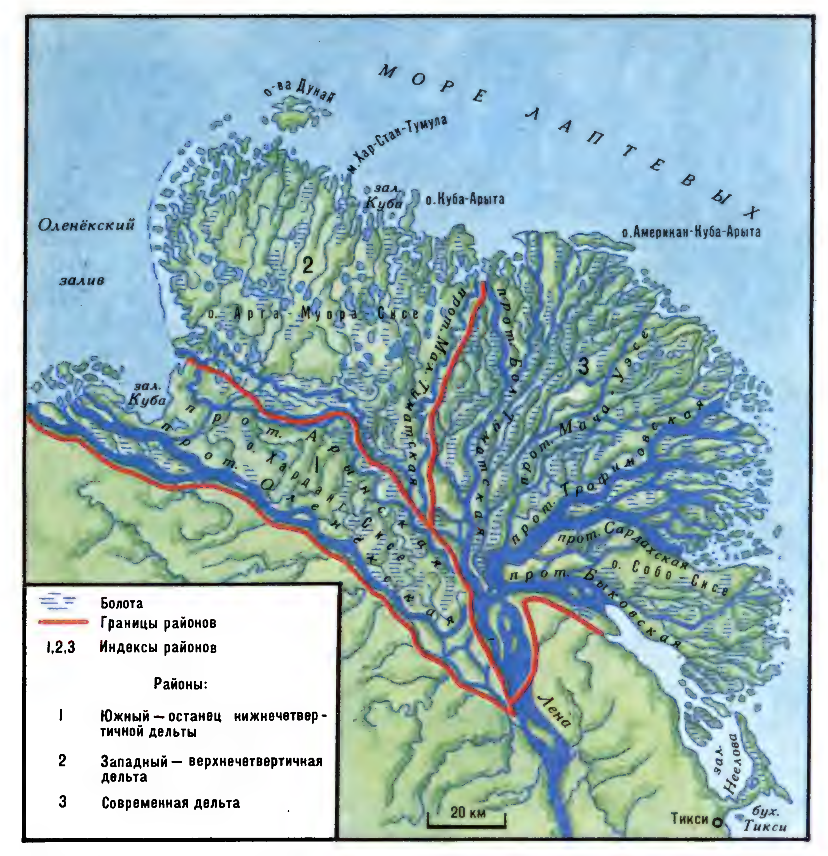
Берега Хатангского залива. Хатангский залив представляет собой крупный эстуарий, морфологически сходный с Обской и Гыданской губами. Берега залива интенсивно разрушаются под действием термоабразии. Вдоль уступов ближе к устью Хатанги все шире становятся илистые осушки, в образовании которых, по-видимому, основное участие принадлежит нагонам. Направление ветровой равнодействующей, построенной В. А. Совершаевым на основании обработки многочисленных наблюдений гидрометеорологических станций,— северо-восточное, что совпадает с ориентировкой Хатангского залива и должно благоприятствовать высоким нагонам воды.

К Хатангскому заливу прилегают о. Бол. Бегичев и бухта Нордвик. Берега о. Бол. Бегичев, сложенные рыхлыми морскими и делювиально-солифлюкционными отложениями, подвержены абразии, а на восточном берегу имеется группа аккумулятивных островков, образующих островной бар. Протяженные абразионные участки берега чередуются с небольшими аккумулятивными формами. Северный берег — выровненный абразионный. Бухта Нордвик, судя по ее очертаниям, имеет явно абразионное происхождение. Северо-западный входной м. Урюнг-Тумус сложен меловыми песчаниками и отнесен В. А. Совершаевым к типу абразионно-денудационных берегов, как и восточный м. Нордвик. Бо́льшая же часть берега бухты Нордвик представляет собой абразионную дугу с отмершим клифом, окаймленную со стороны моря широкой ветровой осушкой.

Анабарский район характеризуется широким развитием абразионных берегов. Есть ограниченные по протяжению термоабразионные участки, на западе района разрушению волнами подвержены коренные породы юрского и мелового возрастов. Выровненный термоабразионный берег протягивается от Анабарского до Оленекского залива (Терпяй-Тумусский район у В. А. Совершаева). Он заканчивается широким аккумулятивным выступом Терпяй-Тумуса, сложенным песчаным материалом. Северный край этого аккумулятивного полуострова также подвержен термоабразии, берег здесь отступает со скоростью 4 м/год.

Анабарский залив представляет собой эстуарий р. Анабар, которая не образует дельты. Однако небольшая р. Песчаная строит здесь выступающую в море дельту.

По В. А. Совершаеву, в Анабарском заливе вдольбереговые потоки волновой энергии в



Дельта Лены [*Залогин и Родионова.* 1969]

целом направлены к вершине залива и характеризуются величиной 5—10 тыс. тм/год. Скорость абразии на коренном участке берега составляет несколько десятков сантиметров в год. На Терпяй-Тумусском участке отмечаются слабые и короткие вдольбереговые потоки энергии, величина которой оценивается в 1 тыс. тм/год. Преобладающие нормальные составляющие волновой энергии, достигающие, по оценке того же автора, 220 тыс. тм/год, в сочетании со штормовыми нагонами обусловливают термоабразионное разрушение берегов со скоростью отступания 4—5, а в отдельные годы — 7 м/год [*Клюев.* 1970].

Оленёкский район. Берег между косой Терпяй-Тумус и дельтой Лены имеет сложное строение. К югу от названной косы небольшой участок отмершего термоабразионного клифа сменяется аккумулятивным участком, питаемым небольшими реками, стекающими со склонов кряжа Прончищева, далее следует берег, сложенный аллювиальными верхнечетвертичными отложениями, скованными многолетней мерзлотой. Здесь происходит интенсивное отступание термоабразионного берега. Далее следует выдвинутая в море многорукавная дельта р. Оленёк. К востоку от этой дельты небольшой отрезок осушного берега сменяется абразионным обрывистым клифом, выработанным в мезозойских терригенных породах, а затем следует дельта Оленёкской протоки дельты Лены. На описываемом участке берега часто встречаются ветровые осушки и береговые валы. В. А. Совершаев считает, что западная часть Оленёкского залива является зоной конвергенции вдольбереговых потоков волновой энергии (величиной от 2 до 7 тыс. тм/год), обусловливающих поступление сюда наносов. Тому же способствуют и нормальные составляющие волновой энергии.

Берег дельты Лены. Дельта Лены имеет площадь 28,5 тыс. км^2, это крупнейшая дельта на побережье Северного Ледовитого океана. Обычно указывают, что она состоит из двух различных по возрасту частей — западной и восточной [*Самойлов.* 1952]. Однако правильнее было бы разделить дельту Лены на три разновозрастные части — южную, западную и восточную.

Южная часть представлена Оленёкской протокой Лены и о. Харданг-Сисе. Этот район дельты (имеется в виду Харданг-Сисе) наиболее древний. Он представляет собой останец нижнечетвертичной аллювиально-дельтовой равнины. Отдельные участки его поверхности лежат на высоте более 50 м. С

севера он отделен отмирающей, но современной Арынской протокой, а с юга — крупной Оленёкской протокой, которая при впадении в Оленёкский залив строит самостоятельную дельту выдвижения. Приустьевое взморье ее очень отмело и изобилует островами и банками. Образующийся между дельтой Оленёкской протоки и западной частью дельты залив Куба характеризуется термоабразионным берегом [*Арэ.* 1980], здесь размыву подвержены верхнечетвертичные дельтовые осадки, скованные многолетней мерзлотой.

Западный район дельты Лены — это крупный о. Арга-Муора-Сисе, пересеченный многочисленными отмирающими протоками и испещренный термокарстовыми озерами. Он сложен мерзлыми верхнечетвертичными алевритовыми осадками. На многих участках мелко изрезанного морского берега этого острова происходит его термоабразионное разрушение. Из продуктов разрушения дельтового берега, поступающих на взморье, волнами строится крупный песчаный островной бар, состоящий из нескольких отделенных проливами островов общей протяженностью более 70 км. Кроме того, к северу от него расположено еще два островных бара (о-ва Самолета и Аэросъемки), лежащие на краю отмелого приустьевого взморья. Вдоль края описываемой части дельты имеется большое число мелких островов, многие из них, видимо, представляют собой останцы, отделившиеся от материковой части древней верхнечетвертичной дельты благодаря термоабразии.

Восточная часть дельты Лены — это ее современная дельта. Она состоит из множества островов и проток. При высоких паводках многие острова затопляются, при этом в половодья происходит постепенное повышение поверхности островов за счет накопления здесь илистых наносов. Из-за этого повышения острова постепенно выходят из сферы влияния паводков, на них поселяется сначала злаковая, а затем кустарниковая растительность. Большинство островов достигает 5 м высоты, и их поверхность представляет в наше время типичную кустарниковую тундру. К этому добавим, что все крупные протоки строят устьевые бары, на которых расположены многочисленные острова-осередки. Устьевые бары обычно прорезаны бороздинами — подводными продолжениями проток-рукавов.

Самый крупный рукав дельты Лены — это Быковская протока. Она образовалась в результате закономерного перераспределения стока и миграции основного рукава в восточном и юго-восточном направлениях, что, в частности, отмечалось и для других дельт Северного Ледовитого океана. По-видимому, Быковская протока самая молодая и занимает самое крайнее из возможных положение, так как ее южный берег уже коренной. Он сложен палеозойскими породами, высок (50—100 м) и обрывист [*Самойлов.* 1952]. Протока впадает в залив, в средней части которого формируется устьевой бар с крупными островами-осередками.

Как отмечает И. В. Самойлов, поверхность дельты Лены не только прорезана многочисленными протоками, общая длина которых равна 6500 км, но и усеяна огромным количеством озер, общее число которых превышает 30 тыс. Преобладают (90%) мелкие озера с площадью менее 0,25 км^2. Большинство озер и практически все крупные озера расположены в западной, древней дельте, что, очевидно, является следствием большой длительности протекания здесь термокарстовых процессов.

Буор-Хаинский береговой район начинается Быковским п-вом и широко известной бухтой Тикси. Быковский п-ов сложен мерзлыми морскими отложениями и интенсивно разрушается с восточной стороны [*Арэ.* 1980]. Известно, что именно здесь была сделана одна из первых находок останков мамонта (в 1799 г.), вытаявших из разрушающегося термоабразионного берега. Перешеек, соединяющий субмеридионально ориентированную часть полуострова с материком, возможно, представляет собой сложную перейму, с лагуной на северо-востоке.

Интенсивному термоабразионному разрушению подвержен небольшой о. Муостах, расположенный южнее Быковского. На южном окончании острова намывается коса из продуктов разрушения северных берегов острова.

Западный берег губы Буор-Хая, крупного залива, по имени которого назван этот район, сложен терригенными породами пермотриаса. На участках, сложенных коренными породами, берег высокий, денудационный, с обвальными и оползневыми формами. По данным В. А. Совершаева [1980], наносы

Байджерах на термоабразионном берегу острова Муостах

Термоабразионный берег Янского залива. Видны солифлюкционные формы

вдоль этого берега перемещаются к югу. Р. Хара-Улах при впадении в залив образует небольшую выдвинутую дельту с хорошо выраженным устьевым берегом. Севернее этой дельты есть небольшой отрезок берега, сложенный мерзлыми четвертичными озерно-аллювиальными отложениями, подверженными термической абразии, с хорошо выраженными солифлюкционными формами [*Совершаев*. 1980]. В кутовой части губы Буор-Хая берег очень отмелый и имеет хорошо выраженную ветровую осушку. Этот же тип берега прослеживается и далее на север по восточному берегу губы, до дельты р. Омолой. Севернее Омолоя протягивается выровненный термоабразионный берег, с яркими проявлениями солифлюкционных процессов. Песчаный материал, отмываемый из мелкозернистых отложений озерно-аллювиального генезиса, слагающих п-ов Буор-

Хая, перемещается волнами к его северной оконечности, и здесь из него формируется петлевидная коса, отклоняющаяся от общего направления берега к востоку и к югу.

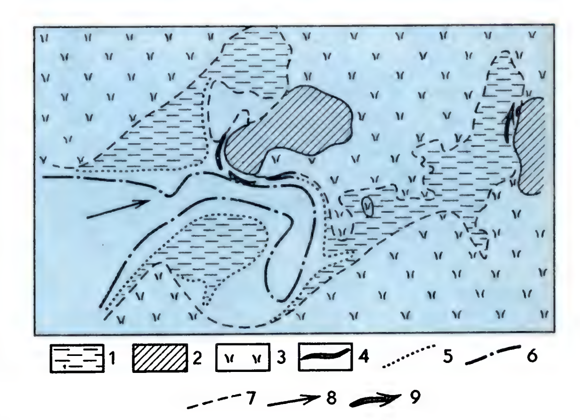
Янский береговой район отличается крупномасштабной расчлененностью береговой линии. К востоку от п-ова Буор-Хая располагается значительная вогнутость берегового контура, которая затем сменяется выступом дельты Яны. Еще восточнее располагаются три значительных залива — Чондонская, Селляхская и Ванькина губы, к северу от последней — п-ов Широкостан и залив Эбеляхская губа, которую прикрывает с севера п-ов Святой Нос. Севернее его расположен пролив Дмитрия Лаптева, соединяющий море Лаптевых с Восточно-Сибирским и отделяющий от материка Ляховские о-ва.

Восточный берег п-ова Буор-Хая в отличие от западного стабилен [*Арэ*. 1980], здесь преобладают отмирающие термоабразионные клифы с пляжами и солифлюкционными формами, а в вершине упомянутой выше вогнутости берегового контура распространен берег с широкой ветровой осушкой.

Строение дельты Яны охарактеризовано в работе В. Н. Коротаева и др. [1978]. Площадь дельты около 5300 км^2. Дельту прорезают два основных и множество второстепенных рукавов. Морской край дельты обрамлен береговым баром, прерывающимся в устьях проток. В устьях обоих главных рукавов формируются устьевые бары, прорезаемые бороздинами. Распространена многолетняя мерзлота, причем не только в самой дельте, но и на приустьевом взморье.

Авторы указанной статьи отмечают, что в строении дельты преобладают прибрежно-морские отложения, образующие серии береговых баров, аллювий же распространен в виде сравнительно узких полос вдоль рукавов. На поверхности дельты — многочисленные термокарстовые озера, связанные с вытаиванием льдов в мерзлых отложениях дельты.

Добавим, что в формировании дельты Яны существенную роль играют сгоны и нагоны. Ветровые осушки развиты по всей периферии дельты. К востоку от дельты берег сложен отложениями каргинской морской террасы [*Коротаев и др*. 1978], в Селляхской губе есть участки термоабразионного берега, но на большей части протяжения берега до



Ветровая осушка и галечниково-щебнистые «косы» (береговые валы) в районе Ванькиной губы [*Тараканов* и *Новиков*. 1976].
1 — осушка максимального нагона, 2 — массивы сопок, 3 — прибрежная равнина, 4 — галечно-щебнистые волноприбойные «косы», 5 — урез среднего уровня водного зеркала губы,
6 — минимального, 7 — максимального,
8 — ветровая равнодействующая, 9 — направление вдольберегового потока наносов

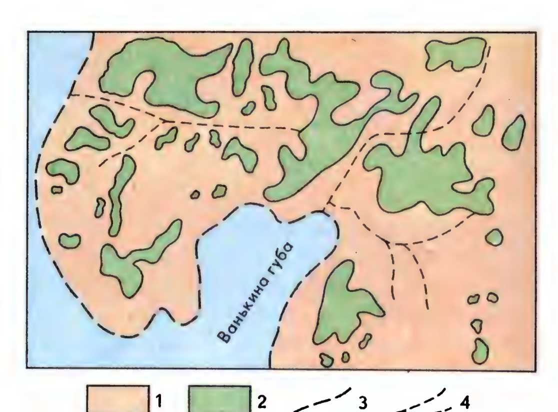
Ванькиной губы включительно развиты чрезвычайно отмелые берега с ветровыми осушками.

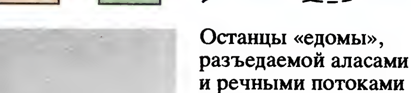
Берега Ванькиной губы описаны Л. В. Таракановым и В. Н. Новиковым [1976]. Они выделяют здесь 4 береговых вала из гальки и щебня, маркирующих линии максимальных нагонов. Три из них на 1,5—2 м выше среднего положения уровня моря, а дальний вал — на 7—8 м. Он маркирует экстремальный нагон, когда к востоку от обычного положения береговой линии образуется обширный «нагонный залив», проникающий в пределы прибрежной тундры до подножия коренной островной возвышенности Харстан.

Эта возвышенность, а также сопка Чокурдах, расположенная непосредственно на берегу Ванькиной губы, являются поставщиками щебня и дресвы, которые, попадая в береговую зону, превращаются под действием волн и прибоя в гальку и гравий, слагающие береговые пляжи. Обе возвышенности вместе с несколькими другими образуют меридиональную зону поднятий, протягивающуюся на север до м. Святой Нос и далее на Ляховские о-ва. Они сложены меловыми отложениями, пронизанными гранитными интрузиями, и характеризуются оруденением, имеющим промышленное значение.

П-ов Широкостан слагают мерзлые озерно-аллювиальные отложения едомы, берега его состоят из чередующихся термоабразионных участков и низких аккумулятивных участков с ветровыми осушками. М. Святой Нос сложен коренными породами и имеет высокие обрывистые абразионные берега.

Побережье Восточно-Сибирского моря в его официальных границах (восточная граница — 108-й меридиан) резко разделяется на две части. Бóльшая, западная часть побережья — низменная. Здесь к морю на протяжении почти 1000 км подступает обширная Яно-Индигирская низменность, сложенная новейшими аллювиально-озерными и аллювиальными, местами морскими отложениями, скованными многолетней мерзлотой. Вся северная часть этой низменности, прилегающая к морю, шириной до 200— 250 км представляет собой тундру, «едомную» поверхность, испещренную тысячами термокарстовых озер и аласов. Ее прорезают крупные реки Индигирка, Колыма и многие десятки более мелких рек и речек.





Останцы «едомы», разъедаемой аласами и речными потоками низменности в районе Ванькиной губы [*Тараканов*. 1979].
1 — остáнцы «éдомы», 2 — аласы, 3 — тальвеги речных долин, 4 — границы суши при нагонах

Выровненный термоабразионный берег полуострова Широкостан

Восточная часть побережья Восточно-Сибирского моря имеет возвышенный рельеф. Здесь близко к морю подступают горные сооружения Колымского (Гыданского) и Чукотского нагорий, структура которых сложилась в основном в результате мезозойской складчатости и была обновлена затем в неотектоническую эпоху. Однако непосредственно к морю горы подходят лишь на нескольких, ограниченных по протяжению участках. На большей же части и этой восточной области побережья они отделены узкой (от нескольких километров до нескольких десятков километров) полосой прибрежной низменности.

В. А. Совершаев [1980] делит берега Восточно-Сибирского моря по геоморфологическим признакам на три области: Ойгосско-Колымскую (Меркушинский, Индигирский и Индигирско-Колымский районы), Колымо-Чаунскую (Летяткинский и Раучуанский районы) и Шелагско-Биллингскую (Валькарайский и Пегтымельский районы).

Ойгосско-Колымская область характеризуется низменным рельефом суши и предельно отмелым подводным береговым склоном (уклоны дна 0,0003—0,0005), сложенным легко перемещаемыми илистыми наносами. Коэффициент безледного времени здесь от 16% на западе до 14% на востоке, линия распространения льдов в летнее время проходит близко от берега, все это резко ограничивает

Байджерах на термоабразионном берегу полуострова Широкостан

интенсивность и продолжительность воздействия волн на берега. Реки Индигирка, Колыма, Алазея выносят в совокупности около 26 млн т взвеси в год. В волноприбойной зоне преобладают слабые потоки волновой энергии, основная часть которой вследствие отмелости подводного склона расходуется вдали от береговой черты. Энергетическая равнодействующая волнения составляет от 140 тыс. тм/год на западе до 85 тыс. тм/год на востоке [*Совершаев.* 1980].

К этому надо добавить, что почти на всем протяжении берега к морю здесь подступают отложения, скованные многолетней мерзлотой. Таким образом, отмелость подводного берегового склона, низменный рельеф побережья, многолетняя мерзлота и деятельность флювиального фактора при ограниченности возможностей активного проявления волновых процессов определяют все особенности морфологии и динамики берегов в пределах описываемой береговой области.

От м. Святой Нос на протяжении более 100 км прослеживается выровненный термоабразионный берег, известный под названием Ойгосский Яр, сложенный ледовым комплексом. Ровный термоабразионный уступ местами осложнен байджерахами. Перемещение наносов — продуктов размыва берега — происходит в восточном направлении. По очертаниям береговой линии можно было бы предположить, что перед входом в Омуляхскую губу происходит разгрузка потока наносов, благодаря чему здесь образовалась коса Меркушин. В действительности эта низкая и плоская, окаймленная осушкой и при больших нагонах полностью затопляемая береговая форма, видимо, является реликтовым образованием и подвержена термоабразии. Восточнее ее также простирается термоабразионный берег.

В. А. Совершаев считает, что здесь происходит дивергенция потоков волновой энергии, однако по морфологии можно полагать, что здесь явно преобладает перенос в восточном направлении, с чем, возможно, связано образование крупной петлевидной косы Лопатка. При больших нагонах она также затопляется морем, так как высота ее не превышает 1—2 м. Нагоны несут большую массу илистых взвешенных частиц в расположенный за Лопаткой залив Гусиная губа, где происходит интенсивное наращивание ветровой осушки.

К востоку от Гусиной губы располагается крупная дельта р. Индигирки. А. Л. Богомолов и др. [1976] относят ее к дельте выдвижения. В настоящее время в дельте имеются три основных рукава — Русско-Устьинская, Средняя и Колымская протоки. Главный из них — Средняя протока, в которую поступает более 50% жидкого стока и соответственно большая часть взвешенных наносов, общее количество которых определяется в 19 млн т. Поверхность дельты низкая и заболоченная, очень много озер, как остаточного (ильмени), так и термокарстового происхождения. Значительная часть поверхности дельты

Дельта реки Колымы [*Залогин* и *Родионова*. 1969]

затопляется во время нагонов. При высоте нагона всего в 1 м нагонная волна по протоке Средняя распространяется на 60 км вверх по течению. Как и дельта Яны, дельта Индигирки — полигенное образование. Большая часть площади дельты между рукавами сложена отложениями береговых баров, собственно аллювиальные отложения распределяются в виде узких полос вдоль рукавов.

В устье Средней формируется крупный устьевой бар. В восточной части дельты берег выровнен береговым баром. На отмелом взморье (авандельте) хорошо выражена система бороздин, продолжающих рукава дельты. Большая часть наносов, выносимых Индигиркой, остается в пределах самой дельты. Значительная часть взвешенных наносов выносится за устьевой бар, обусловливая прогрессирующее обмеление устьевого взморья.

На восток от дельты Индигирки расположен обширный, в виде выгнутой в сторону моря дуги Алазейский выступ (Колымо-Индигирский район, по В. А. Совершаеву). Это выровненный термоабразионно-аккумулятивный берег, характеризующийся слабыми вдольбереговыми потоками волновой энергии. В районе мыса Крестового происходит двусторонняя миграция наносов. Скорость термоабразии на отдельных участках достигает 11 м/год [*Клюев*. 1967]. Аккумулятивные участки берега окаймлены ветровыми осушками.

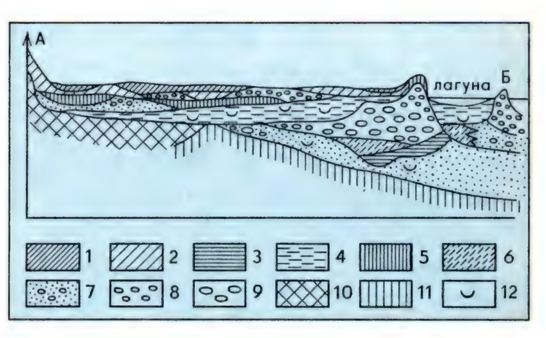
Колыма формирует обширную дельту площадью более 3 тыс. км^2.Впадает Колыма в Восточно-Сибирское море тремя рукавами — протоками Чукочьей, Походской и Колымской. Колымская дельта — явно дельта выполнения, она заполняет бывший залив. На это указывают многие признаки: крупные останцовые озера, расширяющиеся воронкообразно к северу устья Походской и Колымской проток, что является унаследованной чертой от этого бывшего залива — эстуария; клинообразные очертания дельты, а главное — то, что морской край дельты не только не выступает за общий контур берега, но даже и соответствует некоторой его вогнутости. В строении дельты участвует несколько останцовых образований — о. Табышевский, высота которого достигает 60 м, сложенный древними аллювиальными образованиями (верхнечетвертичными), о. Камень Дыроватый, сложенный коренными породами.

Хотя твердый сток Колымы по стационарным наблюдениям невелик (5,5 млн т), действительное поступление осадочного материала на устьевом баре и взморье не ограничивается этим источником. Оттаивание и обрушение больших масс грунта, слагающих берега проток, резко увеличивает мутность речных вод. Из этого материала, который не учитывается наблюдениями, поскольку гидрологический створ находится выше по течению, в значительной мере и формируются песчаные острова на внешнем крае дельты и устьевые бары. В образовании устьевого бара, формировании переднего края дельты и обмелении взморья значительная роль принадлежит и прибрежно-морским наносам [*Самойлов*. 1952].

Колымо-Чаунская береговая область. К востоку от дельты Колымы располагается сложный выровненный берег, состоящий из чередующихся отрезков термоабразионно-солифлюкционных и коренных абразионных клифов и низких аккумулятивных участков с пляжами и ветровыми осушками. Солифлюкционные и термоабразионные берега также очень характерны для о. Айон, расположенного у входа в Чаунскую губу — один из самых крупных заливов Восточно-Сибирского моря. На северном берегу Айона протягивается полоса морских верхнеплейстоценовой и голоценовой террас, берег здесь отмелый и окаймлен ветровой осушкой [*Совершаев.* 1980].

Берега Чаунской губы довольно разнообразны, что определяется как их экспозицией относительно равнодействующей волнения и направления местных волн, так и литологической неоднородностью. В пределах большей части протяжения побережье Чаунской губы низменное и сложено криогенными озерно-аллювиальными отложениями. Здесь развиваются термоабразионные процессы, причем на некоторых участках берега у подножий клифов накопились мощные солифлюкционные и обвальные массы, клифы отмирают, или их активность уже прекратилась полностью. В вогнутостях берегового контура или перед устьями рек сформировались пляжи и ветровые осушки. В районе Певека, на м. Шелагском и в некоторых других местах, где берег сложен коренными (меловыми и интрузивными) породами, сформировались абразионные клифы, выработанные в этих породах. В целом здесь, как отмечает В. А. Совершаев, происходит процесс выравнивания береговой линии.

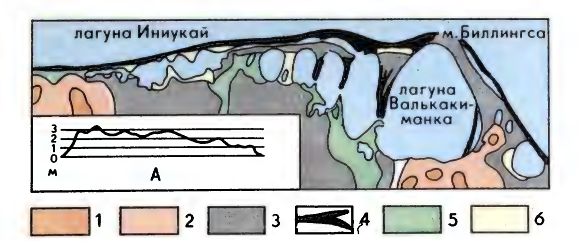
Шелагско-Биллингская береговая область отличается тем, что здесь непосредственно к берегу подходят отроги Чукотского нагорья. Берег приглубый — уклоны подводного склона равны 0,01—0,02. Энергетические равнодействующие на морской границе береговой зоны направлены на юго-запад, величина их от 100 тыс. до 160 тыс. тм/год. Среднемноголетняя кромка дрейфующих льдов почти вплотную подходит к берегу, безледное время составляет не более 10%. На отрезке от м. Шелагского до залива Нольде (Валькарайский район, по В. А. Совершаеву) типичны высокие абразионные клифы, выработанные в коренных породах. В береговую зону поступают обломочные продукты морозного выветривания горных пород, из которых, как и непосредственно из продуктов абразии, формируются галечные наносы. Галечные пересыпи отделяют от моря небольшие лагуны. В целом этот отрезок берега можно рассматривать как абразионно-аккумулятивный выровненный.



Геолого-геоморфологический профиль участка аккумулятивного побережья Валькарайской низменности [*Данилов и др.* 1980].
1 — торф, 2 — оторфованные суглинки и алевриты, 3 — оторфованные глины и суглинки, 4 — песчанистые и глинистые илы, 5 — суглинки с галькой, 6 — супеси и суглинки с галькой, 7 — пески, 8 — гравий, 9 — галька, 10 — кровля скальных пород, 11 — кровля рыхлых неогеновых пород, 12 — морская фауна. В разрезе видны две молодые генерации берегового бара, в том числе современный бар (Б), в левой части профиля — несколько погребенных древних баров

Следующий отрезок берега, до м. Биллингса включительно, завершает наше рассмотрение берегов Восточно-Сибирского моря. По В. А. Совершаеву, здесь выделяется небольшой участок термоабразионно-солифлюкционного берега (размывается древняя коса — м. Аачим, перекрывающий вход в залив Нольде). Далее следует галечный аккумулятивный берег, переходящий в наиболее интересную аккумулятивную форму этого побережья — м. Биллингса. Несколько исследователей [*Зенкович,* 1962; *Дегтяренко,* 1971; *Тараканов и др.* 1981] обращались к истолкованию ее генезиса, причем выводы, полученные ими, резко не совпадали.

М. Биллингса представляет собой комплекс крупной сложной аккумулятивной формы — назовем ее пересыпь Биллингса — и не менее сложной лагуны Валькакиманка, отделенной от мыса этой пересыпью. В. П. Зенкович



Морфология мыса Биллингса [*Тараканов и др.* 1981]. 1 — выступы скального основания, 2 — склоны сопок, 3 — поверхность «едомы», 4 — современные береговые аккумулятивные формы, 5 — аллювиально-озерная равнина, 6 — осушка. А — профиль через береговой бар

[1962] рассматривает косу (пересыпь) как петлевидную, сформировавшуюся в «волновой тени», образуемой о. Врангеля при вдольбереговом перемещении наносов с запада. По В. П. Зенковичу, пересыпь представляет собой двойной бар, характерный для берегов, испытывающих современное погружение.

Ю. П. Дегтяренко считает, что внешний и внутренний бары пересыпи Биллингса соответствуют восьми стадиям развития голоценовой трансгрессии Восточно-Сибирского моря, существование которых, по нашему мнению, сомнительно.

Л. В. Тараканов и его соавторы [1981] подходят к истолкованию морфологии пересыпи и лагуны с иных позиций. «Двойной бар», по их представлению, в действительности не двойной. Южный «бар» — это останец едомы, а не аккумулятивная форма. Образование и расчленение лагуны Валькакиманка происходило в ходе ингрессии моря, первичные контуры ее были предопределены аласово-озерным рельефом «разъедаемой» поверхности едомы.

Гипотеза Л. В. Тараканова и его соавторов построена на строгом использовании морфологического анализа. По данным В. А. Совершаева, нормальная составляющая волновой энергии здесь еще достаточно велика (80—100 тыс. тм/год), что, по-видимому, обеспечивает образование именно бара, а не косы, т. е. формы, обусловленной поперечным, а не продольным перемещением наносов в береговой зоне.

Берега Новосибирских о-вов и о. Врангеля

Архипелаг Новосибирских о-вов состоит из трех групп. Ближняя к континенту группа называется Ляховскими о-вами и состоит из трех крупных о-вов — Столбового, Малого и Большого Ляховских. Севернее расположены о-ва Анжу, в которые входят наиболее крупные островные массивы: Котельный и Фаддеевский с Землей Бунге и Новая Сибирь, а также сравнительно небольшой о. Бельковский. Самую северную группу образуют о-ва Де-Лонга, в нее входят небольшие о-ва Беннета, Жохова, Вилькицкого, Генриетты и Жаннеты.

О-ва Котельный, Фаддеевский и Земля Бунге уже давно соединились в один массив суши. Полагают, что это произошло в результате современного поднятия островов. Однако не менее вероятно, что соединение названных островов произошло в результате аккумуляции наносов и последующего осушения ранее разъединявших их проливов. Об этом свидетельствует прежде всего высокая интенсивность термоабразионных процессов на берегах островов. Отступание берегов в результате термоабразии происходит со скоростями от 4 м на о. Новая Сибирь до 12 м на о. Бол. Ляховский [*Арэ.* 1980]. Рыхлые новейшие отложения, слагающие прибрежные равнины, содержат в большом количестве жильные льды, в которых вырабатываются высокие термоабразионные берега, нередко осложненные многочисленными байджерахами. В основании таких берегов хорошо выражены ниши вытаивания. Берега Земли Бунге местами аккумулятивные. Вся же Земля Бунге представляет собой уникальную песчаную арктическую пустыню с характерными эоловыми формами рельефа, образовавшуюся в результате накопления наносов в зоне затишья (в «волновой тени») между о-вами Фаддеевский и Котельный.

Имеются и высокие (до 220 м) денудационные берега, сложенные скальными породами. Они характеризуют о-ва Де-Лонга, Столбовой, Бельковский, встречаются на отдельных участках побережий Котельного и Бол. Ляховского. На о-вах Беннета и Генриетты лежат ледниковые щиты, и там, где они спускаются к морю, развиты ледяные берега.

Очень отмелое взморье Новосибирских о-вов отличается характерным рельефом подводных гряд, имеющих простирание, параллельное генеральному направлению берега [*Ласточкин.* 1978]. Образование этих форм рельефа связано с деятельностью волнения, а сами эти образования представляют собой серии крупных подводных баров, опоясывающих о-ва Новая Сибирь, Жохова, Медвежьи [*Никифоров.* 1985].

Берега о. Врангеля. Большая часть о.

Двойная аккумулятивная коса на южном берегу острова Врангеля, в районе поселка Ушакова

Денудационный берег острова Врангеля. Вдали двойная коса

Врангеля омывается водами Чукотского моря. Геологическими исследованиями установлено большое разнообразие слагающих его пород, но преобладают метаморфизованные осадочные породы.

Горные породы о. Врангеля подверглись складчатости. Основу геологической структуры острова составляют две широтные антиклинальные складки, опрокинутые на север. Много разрывных нарушений, наиболее крупное среди них — надвиг верхнетриасовых пород на нижнепалеозойские на юго-востоке острова.

Половина поверхности острова имеет горный рельеф. Основу его образуют два хребта, соответствующие упомянутым выше двум широтным антиклиналям. На востоке обе цепи сильно снижаются и переходят в плато. Горные склоны густо расчленены речными долинами. Повсюду видны различные ледниковые формы рельефа, свидетельствующие о былом оледенении всего острова. В настоящее время сохранилось около десятка небольших каровых ледников, а один из них в западной части острова спускается прямо к морю.

Горная часть острова почти со всех сторон окружена предгорной равниной, главным образом флювиогляциального и аллювиального происхождения. На поверхности равнин

широко распространены различные криогенные формы микрорельефа, в частности полигональные формы.

Берега острова различны в северной, южной, западной и восточной его частях. Северный берег — низменный, окаймлен крупным песчаным галечным баром, на большей части протяжения островным. К югу от бара расположена узкая лагуна, соединяющаяся с морем несколькими проливами. Южный берег отличается чередованием низменных аккумулятивных участков и выходов коренных пород. Этот берег можно рассматривать как абразионно-аккумулятивный бухтовый. На западном и восточном окончаниях острова непосредственно к морю подступают дочетвертичные породы, образуя высокие прибрежные уступы, развивающиеся главным образом под действием денудационных процессов.

Советские берега Чукотского моря

Наиболее полная характеристика берегов Чукотского моря в пределах СССР дана П. А. Каплиным [Особенности формирования... 1971]. Важнейшими условиями их формирования этот исследователь считает шельфовый характер моря, суровый климат, тяжелые ледовые условия, слабую расчлененность береговой линии, особенности рельефа прибрежной суши. Эти особенности заключаются в том, что к морю подходят либо отроги прибрежной гряды, сложенной сланцево-известняковым комплексом палеозойских пород, либо отделяющая горы от моря неширокая низменность, сложенная рыхлыми отложениями разного генезиса (главным образом озерно-аллювиальными и морскими), скованная многолетней мерзлотой. Ветры, а соответственно и ветровые волнения распространяются главным образом с севера и северо-запада. Это подтверждается также и построениями В. А. Совершаева [1980], который подчеркивает резкое возрастание энергетических равнодействующих волнения (от 270 тыс. до 1 200 тыс. тм/год) в связи с возрастанием коэффициента безледного времени в восточном направлении (от 10% в районе Биллингса до 27% у м. Дежнева).

П. А. Каплин разделяет побережье Чукотского моря на 5 береговых районов.

Шмидтовский и Ванкаремский береговые районы отличаются прежде всего наибольшим развитием береговых баров и отчленяемых ими лагун. Их естественные границы — м. Якан на западе и о-ва Серых Гусей на востоке. Берег Шмидтовского района выровнен на всем протяжении береговыми барами-пересыпями. Исключение составляет только м. Шмидта, сложенный диабазами, кварцевыми порфирами и альбитофирами. Интересными особенностями баров-пересыпей является то, что они очень велики по размерам (например, пересыпь лагуны Тэнкергынпильгын имеет длину около 100 км) и сложены галькой и гравием из обломков пород, развитых в горах вдали от побережья, т. е. продуктами размыва флювиальных образований, в настоящее время частично затопленных и распространенных на дне моря. Тем самым доказывается, что формирование этих пересыпей происходит главным образом за счет донных наносов. Интересной чертой пересыпей является также и то, что они нередко включают в себя коренные останцы.

П. А. Каплин, анализируя морфологические признаки о-вов Серых Гусей, приходит к выводу, что значительного движения наносов вдоль берега к этим островам не наблюдается. По-видимому, и эти острова являются результатом выброса донного материала. Заметную роль в их динамике этот исследователь отводит нагонным течениям.

На подводных береговых склонах всех пересыпей описываемых районов четко вырисовывается ступень размыва на глубине 4—5 м, которая П. А. Каплиным трактуется как след смещения пересыпи в сторону суши под действием волн, — еще одно доказательство того, что все эти пересыпи есть результат поперечного перемещения наносов в береговой зоне.

Лагуны всего описываемого побережья тоже отличаются своеобразием. Их материковые берега обычно высоки и сложены многолетнемерзлыми породами. Под отепляющим действием воды и атмосферы происходит термическая абразия и термическая денудация этих обрывистых берегов, развиваются в широких масштабах солифлюкционные явления — течение оттаявшего грунта. Солифлюкционные шлейфы весьма типичны для такого берегового клифа.

Другой отличительной особенностью лагун

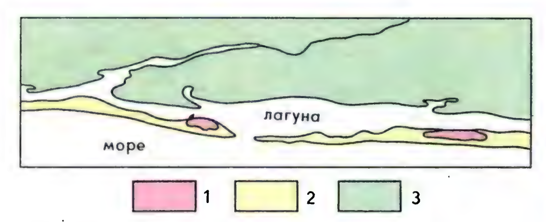


Схема строения одной из пересыпей Чукотского лагунного побережья. 1 — коренные останцы, 2 — аккумулятивная форма (пересыпь), 3 — прибрежная тундровая равнина

описываемого побережья является их вытянутость вдоль общего направления берега и вдоль направления господствующих местных ветров, которые, даже не будучи вдали от берега параллельными ему, приобретают именно такое направление, как только достигают поверхности лагуны. В результате здесь, согласно закономерностям, вскрытым В. П. Зенковичем [1962], на берегах лагун возникают косы азовского типа, которые по мере своего развития постепенно расчленяют вытянутую акваторию на ряд более мелких округлых акваторий. Если применительно к объяснению генезиса лагуны Валькакиманка (м. Биллингса) гипотеза В. П. Зенковича и оспаривается [*Тараканов и др.* 1981], то для большинства чукотских лагун она вполне приемлема и, собственно, разработана-то была именно на основе наблюдений, проведенных на Чукотском побережье. Некоторые лагуны — Амгуема, Пыngопильгин — по своей конфигурации являются скорее лиманами, нежели лагунами. Эти, как и другие лиманы, — результат подтопления низовьев речной долины и последующего отчленения образовавшегося залива.

Берега Колючинской губы. О-ва Серых Гусей расположены с запада от входа в Колючинский залив. Восточный входной мыс Колючинской губы образует коса Беляка, которая будет кратко рассмотрена в следующем подразделе. Все остальные берега Колючинской губы — невысокие, хотя и обрывистые — представлены термоабразионно-солифлюкционными клифами, за исключением нескольких аккумулятивных форм типа кос. Участками питания для этих кос служат упомянутые клифы.

Вершинная часть Колючинской губы отличается развитием осушек. Генетически Колючинская губа представляет собой крупный лиман, образовавшийся в результате ингрессии моря в долины р. Ионивеем и ее притоков. Залив мелководный, вершинная его часть мелеет особенно интенсивно, так как местные волнения возбуждают вдольбереговые потоки наносов, направленные к югу, и в этом же направлении действуют мощные нагоны, возникающие при северных и северо-западных ветрах.

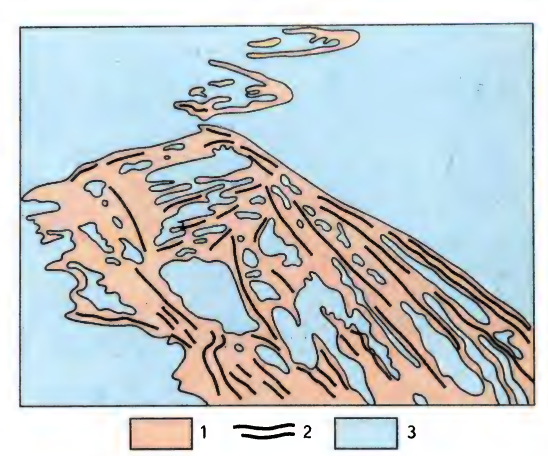
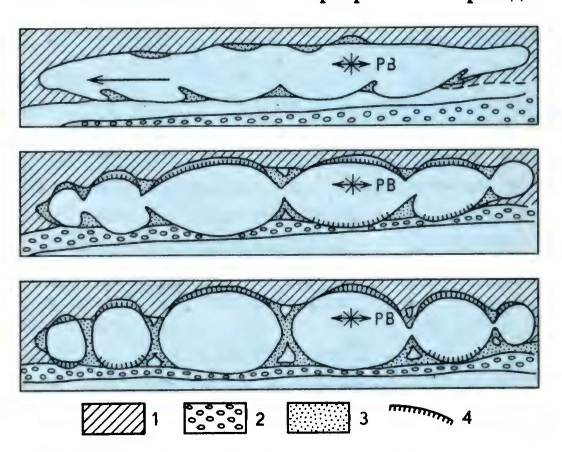


Схема строения аккумулятивной формы острова Серых Гусей [Особенности формирования... 1971]. 1 — песчано-галечные отложения, 2 — береговые валы, 3 — лагуны

Участок берега Чукотского моря между Колючинской губой и м. Дежнева разделяется П. А. Каплиным на три района. Прежде



Развитие берегов вытянутых акваторий [*Зенкович*. 1962]. 1 — коренной берег, 2 — береговой бар (пересыпь), 3 — косы азовского типа, 4 — клифы, РВ — роза волнений. Показано три стадии эволюции берегов вытянутых акваторий

Аккумулятивная форма на побережье Чукотского моря

Лагунная пересыпь на побережье Чукотского полуострова

всего рассмотрим Дженретленский береговой район, начинающийся косой Беляка и заканчивающийся у м. Нэттэм (Неттан). Коса Беляка — крупная аккумулятивная форма, морфологически напоминающая двойной бар. Однако, как показывает геологическое строение, вторая ветвь косы Беляка — не что иное, как «коренной» полуостров, сложенный мерзлыми глинистыми и песчано-суглинистыми отложениями равнины, которые генетически относят к ледниково-морским отложениям. Сама же коса Беляка представляет собой свободную аккумулятивную форму, образовавшуюся благодаря морскому потоку наносов западного направления. Источником питания для этой косы служит материал, поступающий благодаря абразии лежащего к востоку от этой косы небольшого по протяжению термоабразионно-солифлюкционного клифа и м. Дженретлен, сложенного гранито-гнейсами, интенсивно здесь размывающимися. Подводный береговой склон сложен плохо сортированным песчано-галечным и даже щебнистым материалом, который, видимо, отмыт волнами при разрушении термоабразией ледниково-морских осадков, слагавших отступивший берег.

Западное направление переноса материала к косе Беляка объясняется значительным отклонением конфигурации берега от его генерального простирания, благодаря чему энергетическая равнодействующая волнения получает направление, благоприятное для переноса материала к западу, к устью Колючинской губы.

Восточнее м. Дженретлен расположен залив Нэскынпильгин с низкими термоабразионными берегами. У входа в него формируется небольшая коса, основная же часть перемычки, отделяющей этот залив от моря, сложена суглинисто-песчаными плохо сортированными ледниково-морскими отложениями и подвержена со стороны залива термоабразии. Со стороны моря часть этой перемычки защищена песчано-галечным баром, отделяющим узкую лагуну. Генетически залив Нэскынпильгин следует, очевидно, рассматривать как лиман, образовавшийся в результате ингрессии моря в долины нескольких небольших рек, впадающих сейчас в этот залив.

Выступы берега, образованные мысами Неттан, Сердце-Камень, Икигур и расположенные к востоку от залива Нэскынпильгин, сложены гранитами и сиенитами. Гранитные берега, как мы уже знаем из других примеров, обычно очень медленно разрушаются морем. В разрушении этого участка берега, как и в поступлении обломочного материала в береговую зону, основная роль принадлежит денудационным процессам — обвалам, осыпанию обломков пород, образующихся в результате физического выветривания. Между м. Икигур и лиманами р. Инчоуын — берег выровненный абразионный, выработанный в сланцевых филлитоподобных метаморфизованных породах.

Снежники у подножия клифа и на пляже. Побережье Чукотского моря

Один из мысов, сложенный гранитом и сиенитом на побережье Чукотского моря

М. Дежнева сложен гранитами, кварцевыми и нефелиновыми сиенитами. Берег здесь разрушается весьма слабо. Мыс вздымается над морем на высоту более 740 м, круто обрываясь к берегу и имея более пологий западный склон. Между мысами Инчоуын и Дежнева расположена лагуна Уэлен. По описанию П. А. Каплина, эта лагуна состоит из двух разнородных участков. Ее юго-западная часть представляет лиман, а вытянутый вдоль берега участок — настоящую лагуну. Пересыпь лагуны сложена в основной части галькой и имеет крутой подводный склон. По-видимому, она, как и другие пересыпи Чукотского побережья, образовалась за счет поступления донного материала, но в настоящее время, судя по ориентировке волновой равнодействующей, имеет и вдольбереговое питание.

В целом побережье Чукотского моря представляет собой самый крупный на берегах Северного Ледовитого океана регион лагунного побережья. П. А. Каплин рисует следующую картину его формирования. В ходе послеледниковой трансгрессии предгорная равнина, сложенная водно-ледниковыми (в том числе ледниково-морскими) отложениями, испытала затопление, причем, как полагает названный исследователь, в этом участвовало и тектоническое опускание. Волны,

формируя профиль равновесия, размывали верхнюю часть подводного склона, выбрасывали на берег грубые наносы (гальку, гравий, крупный песок) и строили из них береговые валы, которые, постепенно надстраиваясь, превратились в мощные пересыпи, отчленившие лагуны. В сильные штормы и в условиях опускания материал перебрасывался с фронтальной части пересыпи на тыловую, что обеспечивало и обеспечивает сейчас надвигание пересыпей на лагуны. Об этом, в частности, можно судить по данным бурения на некоторых пересыпях Чукотского побережья [*Данилов и др.* 1980], подобных тем, что показаны на рис. на с. 92.

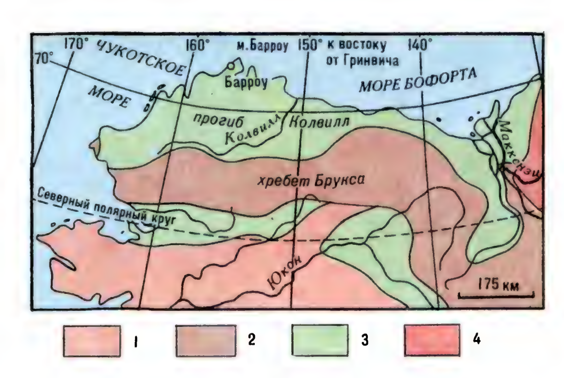
Аляскинские берега Чукотского моря

Северная Аляска, значительную часть которой омывают воды Чукотского моря (от м. Принца Уэльского до м. Барроу), располагается в зоне мезозойской складчатости. Здесь выделяются три главных структурных элемента: Юконский срединный массив, поднятие хр. Брукс и прогиб Колвилл. П-ов Сьюард, которым начинается чукотскоморское побережье Аляски, относится к срединному массиву. Последний погружается к северу и к востоку, образуя депрессию, занятую заливом Коцебу и его прибрежной равниной. Рельеф п-ова Сьюард можно рассматривать как рельеф среднегорья (максимальная высота 1445 м) и мелкосопочника, в значительной степени литоморфный, со следами древнего горного оледенения.

Хр. Брукс, состоящий в западной части из двух цепей — Де-Лонга и Бёрда, почти нигде не выходит к берегу моря, за исключением нескольких мысов в зоне западного погружения поднятия.

Прогиб Колвилл — это предгорный прогиб перед поднятием Брукс. Он выполнен мезозойскими отложениями, а в прибрежной части выражен в рельефе в виде широкой приморской тундровой равнины, уходящей к востоку за границу Аляски и смыкающейся здесь с дельтой крупнейшей канадской р. Маккензи. Большая часть этой равнины образует уже побережье моря Бофорта.

Берег Чукотского моря в пределах Аляски начинается м. Принца Уэльского. Это интрузивный (гранитный) массив, воздымающийся над уровнем моря, подобно м. Дежнева, на



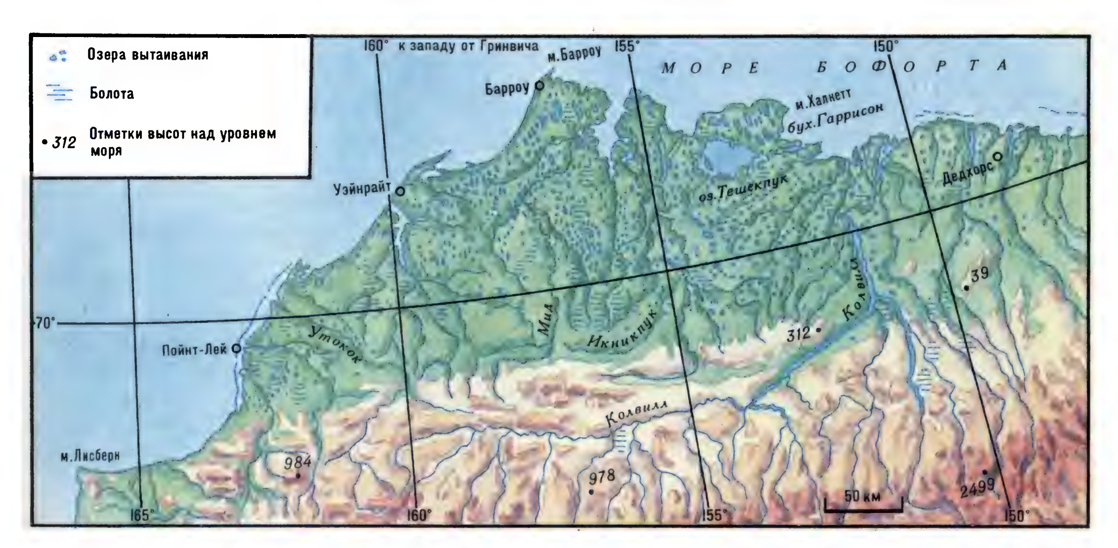
Главные структурные элементы Северной Аляски. 1 — Юконский массив, 2 — хребет Брукс, 3 — прогиб Колвилл, 4 — Канадский щит

700 м. Это типичный денудационный берег с сопровождающими его обвальными массами и осыпями. Далее на северо-восток протягивается исключительно выровненный берег, образованный крупнейшим береговым баром, отчасти островным, общей протяженностью около 200 км, отчленяющим от моря лагуны Лонг, Арктическую и Шишмарева.

Упомянутый бар заканчивается при входе в залив Коцебу баром-косой Эспенберг. Берега залива Коцебу почти сплошь термоабразионные, за исключением приустьевого участка р. Кобук, представленного дельтой этой реки. Можно предполагать, что, поскольку скорости отступания берега здесь могут составлять 3—6 м [*Арэ.* 1980], п-ов Болдуин, на котором находится поселок Коцебу, вскоре будет совсем отделен от материка и превратится в остров. Здесь имеется классическое обнажение позднечетвертичных и голоценовых морских отложений.

Характерной особенностью побережья п-ова Сьюард является его террасированность. Здесь выделяются террасы на высоте 7, 12 и 24 м, а на подводном склоне — на глубинах 6 и 10 м [*Горбацкий.* 1951]. Более современный обзор террас п-ова Сьюард можно найти в работах Д. Гопкинса [*Гопкинс.* 1965], который выделяет здесь в плиоцен-четвертичное время 6 трансгрессий, оставивших свои следы в виде отложений и морских террас. Самая последняя трансгрессия — крузенштерновская — оставила свою террасу на высоте 2—4 м и имеет возраст 4—10 тыс. лет, т. е. это фактически фландрская (голоценовая) терраса.

Дж. Гиддингс и Г. Банди [*Giddings, Bandi.* 1962], описывая м. Крузенштерн, отмечают, что основной его элемент — песчано-гравийный бар длиной 18 км и шириной от 0,1 до 3,0 км. В широких местах микрорельеф поверхности бара образован береговыми валами



Характер побережья и прибрежной равнины Северной Аляски

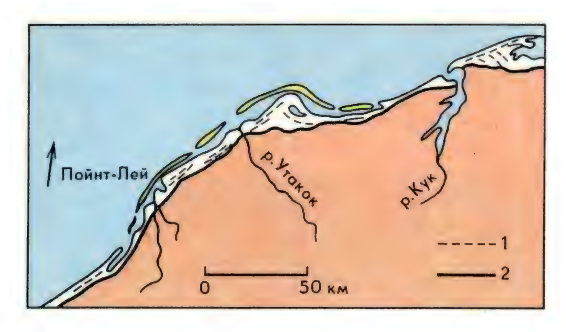
числом до 114, разделенными межваловыми болотами и лагунами. Самый молодой вал подходит к современному пляжу, и на нем располагается современное стойбище эскимосов. На самых древних валах обнаруживаются археологические находки, позволяющие датировать их возраст как 4—5-тысячелетний.

Берег от залива Коцебу до м. Хоуп выровненный сложный, аккумулятивно-термоабразионный. М. Хоуп — это песчано-галечный бар, закрывающий вход в лагуну. К северу до м. Лисберн протягивается пологая дуга выровненного термоабразионного берега. М. Лисберн сложен палеозойскими метаморфизованными породами и структурно связан с западным затуханием поднятия Брукс. Берег здесь представлен высоким клифом (до 300 м) и может быть отнесен к типу абразионно-денудационного. Аналогичный характер имеет м. Томпсона, где на протяжении 30 км берег сложен песчаником.

Между м. Лисберн и м. Барроу берег очень своеобразен. Контур его складывается из нескольких пересекающихся дуг. Южная дуга, непосредственно к востоку от м. Лисберн, — выровненный термоабразионно-солифлюкционный берег. Эта вогнутая дуга берегового контура переходит в выпуклую дугу островного бара, отделяющего лагуну Касечалук и протягивающегося до м. Айси-Кейп, где происходит сочленение этого бара с другим, являющимся элементом следующей вогнутой дуги берегового контура. Эта дуга заканчивается баром-косой Франклин, отделяющей от моря залив Пирд. От этого залива к м. Барроу протягивается еще одна вогнутая дуга, целиком термоабразионная.

Термоабразионные участки берега здесь сложены рыхлыми прибрежно-морскими отложениями — от алевритов до гравия с включениями жильных льдов. Высота берегового уступа достигает 9 м, скорость отступания берега — 3 м/год. Характерно полное отсутствие ледниковых отложений на всем протяжении равнины. Местами среди тундры возвышаются гидролакколиты — булгунняхи.

Островные бары описываемого района изучались А. Шортом [*Short*. 1978). Он отмечает, что такие образования составляют 58% от общей длины северного побережья Аляски. Для их формирования между Пойнт-Лейном и м. Барроу имеются прежде всего благоприятные волновые условия, так как Чукотское море здесь в течение не менее 3 месяцев свободно ото льдов. В это время господствуют ветры, обусловливающие подход волн к берегу под прямым углом. Не менее благоприятны геологические и геоморфологические условия. Отмелый подводный береговой склон представляет собой затопленную равнину, сложенную рыхлыми осадками, содержащими крупный песок, гравий и гальку. Лучше всего, по А. Шорту, выражены островные бары к югу от м. Айси-Кейп. Здесь имеется 7 островов общей протяженно-



Берег в районе Пойнт-Лей-Вайнрайт.
1 — береговые валы, 2 — береговая линия в сангамонское время

стью более 120 км, при ширине барьера около 350 м и высоте островов 2—3 м. Острова сложены песком и гравием, надвинутыми на лагунные алевритовые осадки. На подводном склоне островов распространены мелкозернистые пески. Имеется отчетливая тенденция к перемещению островов в сторону суши. К северу от Айси-Кейп барьерные острова ниже и у́же.

Любопытной особенностью этих барьерных островов, или островных баров, является их небольшая ширина и высота. Это со всей очевидностью говорит о том, что они сформировались уже после голоценовой трансгрессии Мирового океана, так как все острова и островные бары, образовавшиеся во время этой трансгрессии и являющиеся в настоящее время реликтовыми образованиями [*Леонтьев, Никифоров*. 1971], имеют высоту 5—7 м.

М. Барроу — термоабразионный. Абразии подвержены льдистые алевриты, пески и гравелиты, слагающие прибрежную тундровую равнину. Высота термоабразионного уступа, сопровождаемого вдоль подножия солифлюкционным шлейфом, 4—6 м. Скорость отступания берега — от 1,7 до 3,3 м, а по Х. Уокеру [1976], даже до 10 м/год.

Подытоживая рассмотрение берегов Чукотского моря в пределах Аляски, можно сделать вывод о значительном сходстве их, с одной стороны, с берегами Восточно-Сибирского, а с другой — Чукотского моря в пределах советского побережья. Сходство с берегами Восточно-Сибирского моря заключается прежде всего в широком развитии термоабразионных процессов, тогда как с берегами Чукотского п-ова арктические берега Аляски сближает значительное развитие лагунных берегов. Это сходство заставляет предполагать, что, как и на побережье Чукотского п-ова, низменные берега Аляски развиваются в основном в условиях современных отрицательных движений земной коры.

Берега моря Бофорта

Официально признанные границы моря Бофорта — линия, соединяющая м. Барроу с м. Лэндс-Энд на о. Принс-Патрик, меридиональная линия, соединяющая м. Лэндс-Энд с западным берегом о. Банкс, а затем м. Келлет на Банксе с м. Батерст на Канадском побережье. Шельф здесь узкий, в море Бофорта включается значительная часть глубоководного Арктического бассейна. Находясь в суровых арктических климатических условиях, море Бофорта весьма ледовито и только не более 3 летних месяцев в году доступно для мореплавания. Коэффициент безледного времени здесь равен 12%. Большая ледовитость моря ограничивает возможности волнового воздействия на дно, но, поскольку берега моря исключительно низменные и сложены рыхлыми отложениями, сцементированными многолетней мерзлотой, разрушение их, главным образом под действием термической абразии, весьма интенсивно.

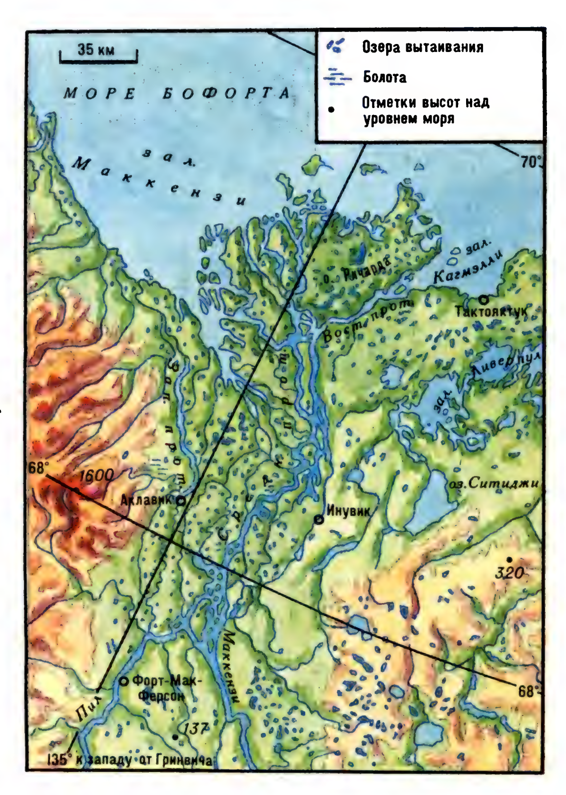
Побережье между м. Барроу и устьем р. Колвилл отличается сильной изрезанностью береговой линии. Здесь к морю выходит обширная приморская низменность, сложенная мерзлыми аллювиально-морскими отложениями, испещренная многочисленными аласами и термокарстовыми озерами. По всей вероятности, столь сильная изрезанность берега объясняется тем, что в ходе как морской, так и озерной термоабразии происходит уничтожение перемычек, отделяющих озера, расположенные вблизи берега, от моря. В результате такие озера превращаются в заливы, а береговая линия становится сильно расчлененной. Это — своеобразное проявление вторичной расчлененности берега в специфических морских условиях. В термоабразионных обрывах нередко обнажаются жильные льды [*Горбацкий*. 1951], например на м. Халкет.

Описываемый отрезок берега заканчивается дельтой р. Колвилл. Дельта имеет площадь около 600 км^2, это типичная выдвинутая дельта с хорошо выраженным устьевым баром. К востоку от дельты продолжается термоабразионный берег, но здесь изрезанность береговой линии меньше, чем на предыдущем участке, и вдоль берега появляется большое число островных баров. Их образо-

ванию благоприятствуют наличие рыхлых осадков на подводном склоне и волнение, подходящее к берегу под углом, близким к прямому. Х. Уокер считает, что источником питания здешних аккумулятивных форм являются продукты термоабразии, но, вероятно, главный фактор — это поступление материала со дна. На о. Хериал, где, по данным американских авторов [*Уокер*. 1976 и др.], разрушение термоабразионного берега происходит с очень большой скоростью (10 м/год), на западном его окончании формируется коса, явно получающая питание за счет вдольбереговых наносов. Эти же авторы свидетельствуют об отступании берега на м. Кэй со скоростью 4,8 м/год. Разрушению подвержен клиф, сложенный торфом и глинистыми (видимо, лагунными) отложениями.

Дельта р. Маккензи, по И. В. Самойлову [1952], представляет собой дельту выполнения залива, образовавшегося на месте крупного синклинального прогиба. Маккензи перед устьем разветвляется на множество рукавов, но главный рукав выражен на всем протяжении от вершины дельты до самого ее устья. Многочисленные острова дельты усеяны термокарстовыми озерами, в ряде мест наблюдаются полигональные поверхности. Прилегающая с востока тундровая равнина с множеством мелких и несколькими крупными озерами, по-видимому, представляет собой древнюю дельту Маккензи. Судя по большой изрезанности береговой линии на этом участке, здесь также протекают термоабразионные процессы, имеющие результатом вскрытие прибрежных озер и их превращение в небольшие, но многочисленные заливы.

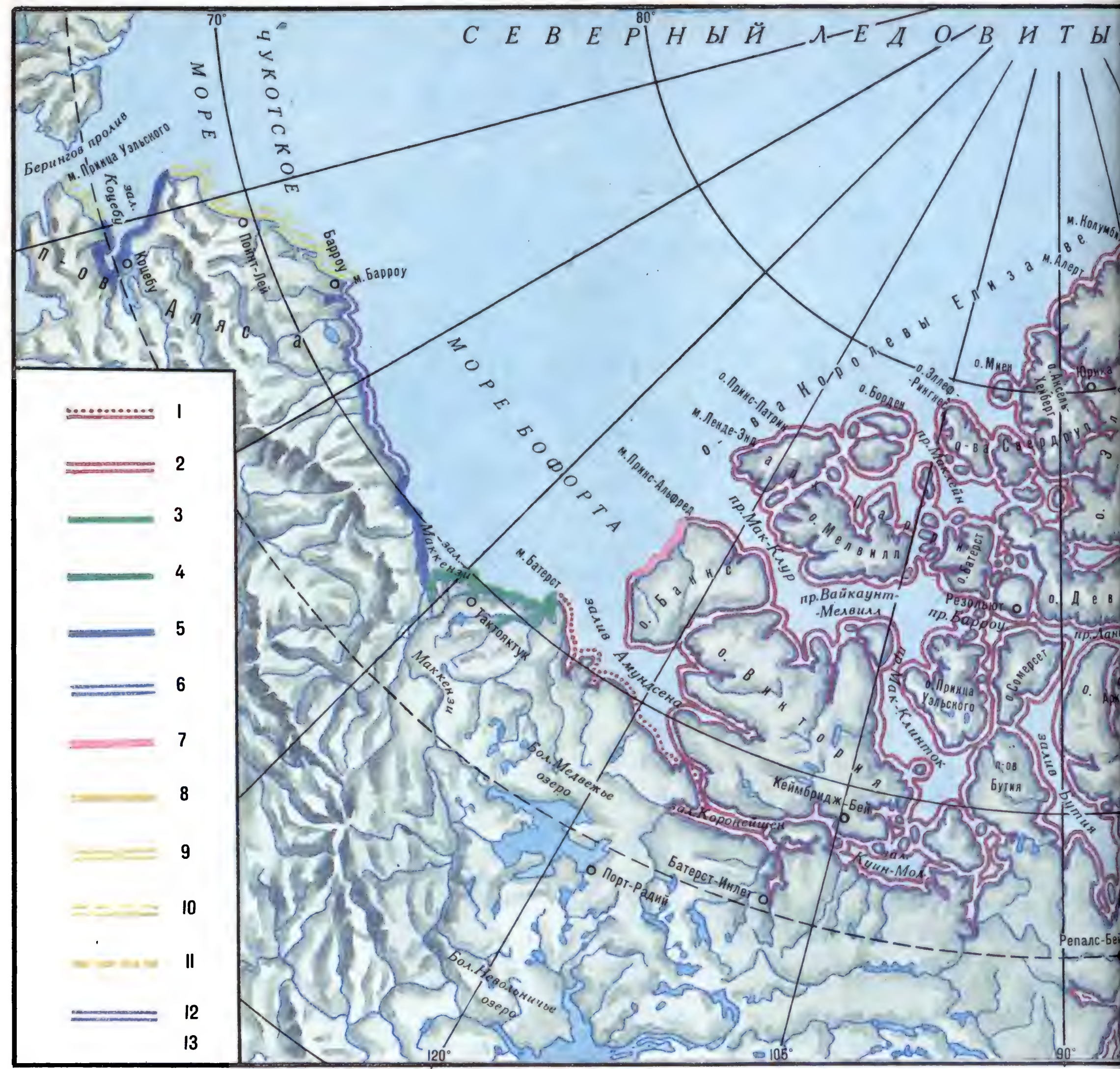
Главная протока р. Маккензи (Восточная), а также реки Кучалук и Андерсон впадают в эстуариевидные расширения. И. В. Самойлов объясняет их происхождение тепловым воздействием летнего стока рек и сочетающейся с ним термической абразией при волнениях, распространяющихся с севера. Несколько меньшие по размерам эстуарии имеются и у некоторых других рек моря Бофорта. Заполнение эстуариев происходит, как полагает И. В. Самойлов, не столько взвешенными наносами, количество которых даже у такой большой реки, как Маккензи, невелико (около 15 млн т/год), сколько за счет продуктов боковой термической эрозии в низовьях реки и выноса влекомых наносов. Отмечается такая характерная особенность дельты Маккензи, как обильный вынос плавника — крупных стволов деревьев, которые, оказавшись на устьевом взморье, становятся ядрами аккумуляции.



Дельта реки Маккензи

Крупный о. Ричарда в дельте, как и тундровая равнина, образующая правый берег Восточной протоки, является останцом более древнего дельтового образования. Берега здесь термоабразионные, высотой 5—6 м, с многочисленными булгунняхами в виде пологих гряд и отдельных холмов высотой до 15 м. Характерными формами рельефа как на берегу, так и в пределах всей прибрежной равнины являются «пинго», как здесь называют булгунняхи [*Горбацкий*. 1951].

Преобладающие в безледный период северо-западные волнения способствуют перемещению прибрежных наносов на восток, что обусловливает обмеление восточной части приустьевого взморья.



Типы берегов Аляски, Канадской Арктики и Гренландии. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые); 2 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые, фиардовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 3 — дельтовые; III. Берега с приливными или ветровыми осушками: 4 — илистые (типа ваттовых и маршевых) и песчаные; IV. Термоабразионные и ледяные берега: 5 — термоабразионные в мерзлых четвертичных толщах, 6 — ледяные. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** V. Выравнивающиеся берега: 7 — абразионно-бухтовые; VI. Выровненные берега: 8 — абразионные, 9 — абразионно-аккумулятивные, 10 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 11 — аллювиально-морских равнин; VII. Вторично расчлененные берега: 12 — абразионно-аккумулятивные бухтовые, 13 — Вулканические острова

Материковые берега Канады

Сведения о строении берегов и их динамических особенностях по материковому арктическому побережью Канады к востоку от дельты Маккензи крайне скудны или вообще отсутствуют. К востоку от м. Батерст еще протягивается выровненный абразионный берег, но далее на всем протяжении до Гудзонова залива мы вступаем в область Канадского щита, где к берегу моря подходят докембрийские кристаллические породы, поверхность которых подвергалась неоднократным оледенениям, оставившим после себя следы интенсивной ледниковой обработки. При этом, однако, ледниковые отложения сравнительно слабо распространены, что связывают с тем, что вся эта область была преимущественно областью экзарации, а не накопления осадков. Береговые склоны отшлифованы

ледником, на многих участках берега сопровождаются шхерами. Преобладает мелкое расчленение береговой линии, некоторые же далеко вдающиеся в сушу заливы представляют собой фиарды, а не фиорды — они имеют небольшую глубину и невысокие берега.

Г. В. Горбацкий [1951] дает следующее описание всей этой огромной береговой области. Общая длина арктического побережья Канады до 10 400 км. Берега между Аляской и Гудзоновым заливом преимущественно низменные и сопровождаются мелководным морским прибрежьем. К востоку от м. Батерст встречаются крутые береговые уступы, выработанные в кристаллических породах, высотой до 60 м. Далее до залива Коронейшен чередуются низкие, но также скалистые участки и высокие (20—50 м) мысы, сложенные обработанными с поверхности ледником гранитами и гнейсами. Аккумулятивные участки берега очень редки. Например, м. Кэйп-Янг, представляющий собой «наволок» — аккумулятивный выступ, возможно связанный с размывом прилегающего участка коренного берега. В Атласе океанов весь этот участок берега (от м. Батерст до залива Коронейшен) показан как лиманно-эстуариевый, с чем невозможно согласиться, поскольку ни лиманов, ни эстуариев здесь нет. Крупные заливы с ледниковой обработкой берегов нельзя назвать и фиордами, поскольку, кроме этой обработки, у них нет ничего общего с фиордами. Под это определение подходят, наверное, только вершинные части залива Ричардсон. Более правильно этот тип расчленения береговой линии следует отнести к фиардовому типу.

Как замечает Г. В. Горбацкий, из всех заливов западной части Канадской Арктики

самым глубоковрезанным в материк и самым живописным является залив Батерст. Его длина около 250 км. Он обрамлен высокими берегами, высота которых достигает 300 м. Залив приурочен к глубинному грабен-синклинорию, выполненному гуронскими (нижнепротерозойскими) складчатыми породами [*King*. 1972]. На береговых уступах часто обнажаются базальты, образующие столбчатые отдельности [*Горбацкий*. 1951].

По-видимому, залив Батерст может быть отнесен к фиардам, а в верховьях его следует, видимо, считать фиордом. В заливе много коренных крупных островов, а также шхер.

Обрывистые базальтовые и диабазовые берега, как продолжает Г. В. Горбацкий, встречаются и восточнее залива Батерст, но преобладают здесь низкие скалистые берега с оглаженными ледником выступами, сложенные докембрийскими и изверженными породами. В целом весь берег — от залива Батерст до Гудзонова залива — фиардово-шхерный, местами аккумулятивный, преимущественно в вогнутостях берегового контура. Хотя вся прибрежная часть ледниково-денудационной равнины, каковой является это побережье, неоднократно затоплялась водами четвертичных трансгрессий, все же определяющим остается рельеф коренных пород, которые у береговой линии почти всюду обнажены, а на прибрежной равнине большей частью едва прикрыты морскими или ледниковыми отложениями.

При этом, как показано Б. Крэгом и Дж. Файлсом [1965], послеледниковая трансгрессия на описываемом побережье проникала весьма далеко в пределы суши: например, в округе Киватин, в восточной (пригудзоновской) части побережья, послеледниковые морские отложения распространяются на 150—200 км к югу от береговой линии. Здесь они встречены на высотах 165—200 м, что со всей очевидностью указывает на весьма значительное гляциоизостатическое поднятие Канадского щита, со средними скоростями до 3 м в столетие, т. е. даже большими, чем те, которые установлены для Балтийского щита.

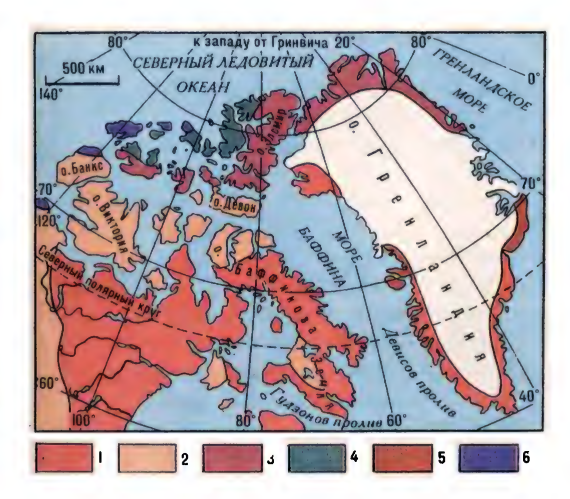
Очень мало известно и о берегах Гудзонова залива. Гудзонов залив, как известно, занимает крупную синеклизу, расположенную почти в центре Канадского щита и выполненную осадочными породами ордовикских, силурийских и девонских отложений. Местами на побережье обнажаются также основные докембрийские интрузивные породы и (на западе) эффузивы. Контуры синеклизы на востоке совпадают с очертаниями залива. Северо-западные и северо-восточные берега залива сложены докембрийскими гнейсами и гранитогнейсами.

С ноября по июнь залив полностью замерзает, а плавучие льды в центральной его части сохраняются до середины августа. Тем самым время воздействия волн на берега в основном ограничивается летним временем и началом осени.

Побережье Гудзонова залива окаймлено низменностью, в пределах которой развиты отложения четвертичных трансгрессий, но мощность их невелика, и в береговой зоне в основном распространены коренные породы. Северо-западный берег — фиардовый, сопровождается многочисленными шхерами, за исключением побережья между м. Эскимо и городом Черчилл, где берег не расчленен и, возможно, является термоабразионным, так как здесь к морю подступают скованные многолетней мерзлотой морские четвертичные осадки. Р. Черчилл, как и расположенная южнее р. Нельсон, впадает в эстуарий, вероятно также связанный генетически с термическим воздействием на мерзлые породы речной воды и волнений.

Берег между устьями рек Черчилл и Нельсон выровнен и характеризуется как выровненный абразионный. Он сложен ордовикскими и силурийскими осадочными породами. Далее на юг западный берег Гудзонова залива также выровнен до залива Джеймс, самой южной части описываемого бассейна. Берег низменный, отмелый и окаймлен широкой осушкой. Приливы здесь достигают высоты 3 м.

Восточный берег залива Джеймс сильно изрезан, изобилует бухточками и многочисленными островами, по-видимому, шхерами. На карте в Физико-географическом атласе мира он показан как денудационный обвально-осыпной. К северу от залива Джеймс на восточном побережье Гудзонова залива простирается огромная по протяжению дуга абразионного выровненного берега. Выработана она в коренных докембрийских породах. Морфологически напоминающие островные бары, цепочки островов вдоль берега, по-видимому, представляют собой



Главные геолого-структурные элементы Канадского архипелага и Гренландии [*Кинг*. 1972]. 1 — Канадский щит, 2 — платформа с чехлом осадочных пород, 3 — зона каледонской складчатости, 4 — бассейн Свердрупа, 5 — молодые платобазальты, 6 — Северо-Западный прогиб, выполненный новейшими отложениями

отпрепарированные гряды, возникновение которых обусловлено особенностями залегания развитых здесь стойких против абразии пород. Такие куэстообразные гряды образуют и о-ва Белчер, расположенные западнее этой абразионной дуги.

Берега островов Канадского архипелага

О строении и динамике берегов о-вов Канадского архипелага сведения еще более скудны. Общее описание данного региона дано в книге Г. В. Горбацкого. Он делит весь архипелаг на три области: 1) юго-восточную, сложенную докембрийскими породами, поднятую на Баффиновой Земле до высоты 1000—2000 м; 2) северо-западную, в строении которой участвуют палеозойские и более молодые слабо нарушенные породы, и 3) горную северо-восточную область, включающую Землю Элсмира и несколько прилегающих островов.

Первую область образует большая часть островов, а также п-ова Бутия и Мелвилл. Вся эта область неоднократно подвергалась оледенению. На Баффиновой Земле, на о-вах Байлот и Девон до сих пор сохранились крупные ледники покровного или скандинавского типа.

В пределах этой области архипелага резко преобладают обработанные ледниками берега фиордового типа. Исключение составляют лишь некоторые низкие участки берегов, сложенные рыхлыми, главным образом морскими, отложениями четвертичных межледниковых трансгрессий.

Во второй области, включающей западную часть п-ова Бутия, Землю Принца Уэльского, о-ва Короля Уильяма, Виктории, Банкс, юго-западную часть о. Элсмир, о. Свердрупа, преобладают осадочные породы, главным образом силурийского, а также девонского возраста. Здесь всюду развиты не измененные или мало измененные морем берега фиордового типа, за некоторыми исключениями. Так, западный берег Баффиновой Земли на отрезке между о. Айр-Форс и п-овом Фокс низменный и отмелый. Здесь к морю выходит Большая равнина Кукджуак, низкая, заболоченная. Весь этот берег окаймлен широкими приливными осушками. Высота прилива здесь достигает 4 м. Низменные осушки берега характеризуют также низкие о-ва Принс-Чарльз и Айр-Форс.

Прибрежные равнины западных частей о-вов Банкс, Принс-Патрик, Борден, Эллеф-Рингнес, Мейген не подвергались оледенению. Они сложены так называемой «формацией бофорт».

Эти отложения скованы многолетней мерзлотой и, оказавшись в береговой зоне, подвержены термоабразии и солифлюкции. Поэтому западные берега названных островов следует рассматривать как термоабразионные бухтовые, поскольку при термической абразии неоднородных мерзлых пород происходит вторичное расчленение берегового контура. Отдельные участки берегов подобного типа встречаются также и на Баффиновой Земле [*Арэ*. 1980].

Третья из выделенных Г. В. Горбацким областей Канадского архипелага включает о-ва Элсмир, Аксель-Хейберг и Девон. Это — арктическое высокогорье, некоторые точки его возвышаются более чем на 2000 м над ур. м. В структурно-геологическом отношении — это пояс каледонского орогенеза, продолжающийся на северо-восток, в пределы Северной Гренландии. Обширные площади островов заняты современными ледниками, например на Элсмире они занимают более $^1/_3$ площади острова, на Аксель-Хейберге — около $^1/_2$.

Ледниковые шапки местами непосред-

ственно сползают в море, в многочисленные фиорды спускаются их выводные ледники. Для всей этой области очень характерны ледяные берега.

Во многих местах Канадского архипелага мы встречаемся с прямолинейными берегами. Это — сбросовые ровные берега, характерные, например, для южного побережья о. Девон, восточного — о. Сомерсет и др. В целом вся сложная сеть проливов, разделяющих о-ва Канадского архипелага, несомненно, предопределена разломной тектоникой. Как показал Б. Пелетье [*Pelletier.* 1966], сеть разломов и грабенов была освоена реками, а затем, уже во время первого четвертичного оледенения, речные долины стали перерабатываться или разрабатываться ледниками. Б. Крэг и Дж. Файлс [1965] считают, что сеть разломов развилась уже в послебофортское время.

Новейший обзор общих черт строения канадских арктических берегов дан Дж. Бердом [The world's coastline. 1985]. Им здесь выделено несколько структурно-геологических областей: собственно Канадский щит, плато и равнины Арктической платформы, Иннуитский регион, Арктическая береговая равнина. Первая из них характеризуется преимущественным развитием кристаллических докембрийских пород, вторая — горизонтальным залеганием осадочных пород, преимущественно палеозойских известняков, третья — складчатыми структурами пояса иннуитской складчатости. Для последней области характерно распространение молодых песчано-гравийных отложений, скованных вечной мерзлотой. Эти структурно-литологические различия определили в пределах каждой из выделенных областей специфические особенности морских берегов.

Для области щита, в первую очередь для морского края Канады и Баффиновой Земли, отмечается преимущественное развитие настоящих фиордовых берегов, почти не измененных морем, причем для Канадского побережья это преимущественно фиардовые берега. Настоящие фиорды развиты также на Элсмире, относящемся к зоне иннуитской складчатости. В пределах Арктической платформы, охватывающей о-ва Девон и Банкса, Виктории, юго-западную окраину Баффиновой Земли и о. Саутгемптон, фиордовые берега также обычны, но здесь они сложены осадочными породами и существенно изменены деятельностью морских факторов.

Арктическая береговая равнина в границах Канадского архипелага протягивается более чем на 200 км по северо-западным окраинам о-вов Банкс, Принс-Патрик, Борден, захватывая также северную оконечность о. Эллеф-Рингнес и о. Миен. Эти берега представляют собой аккумулятивные образования, состоят из песчаных пляжей и барьерных баров, местами прерывающихся низкими клифами, сформированными термоабразией на месте выходов погребенных льдов.

Названным автором отмечена также значительная роль плавучих льдов в формировании как этих берегов, так и береговых образований в вершинных частях многих фиордов. Ледовыми подвижками здесь созданы нагромождения валунов в виде высоких барьеров, а также различные формы выпахивания рыхлых пляжевых отложений.

В завершение краткого обзора берегов Канадского архипелага отметим, что здесь, как и на материковом побережье Канады, имеются указания на весьма значительный темп современного поднятия земной поверхности. Так, на западных берегах о. Элсмир высота нахождения послеледниковых морских отложений составляет от 105 до 135, а на южном берегу Грим-фиорда — даже до 165 м. Максимальные скорости поднятия характеризуют п-ов Бутия, берега залива Батерст (на материке) и побережье между ними, а также о. Саутгемптон. На берегах залива Батерст, например, молодые морские отложения подняты более чем на 200 м. Затухание интенсивности поднятия идет от этого района в западно-северо-западном направлении и на восток, более замедленно — в северном направлении. На о. Банкс, например, поднятие составило, видимо, от 0 до 2 м, на северо-западном берегу Баффиновой Земли — 15—45 м [*Крэг, Файлс.* 1965; *Bird.* 1977].

Берега Гренландии

Оледенение и фиордовое расчленение береговой линии — вот наиболее важные особенности, определяющие морфологию берегов Гренландии. Известно, что на многих участках побережья ледник не подступает прямо к морю, а между его фронтом и береговой линией остается полоса суши шириной до

100—150 км, чаще от нескольких до десятков километров. Всюду в пределах этой полосы обнаруживаются выходы коренных пород главным образом докембрийского, а на севере — палеозойского возраста, подвергшиеся ледниковой обработке. Рыхлые отложения, напротив, здесь слабо развиты, и, хотя большая часть Гренландии лежит в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты, термоабразионные берега, вырабатываемые в мерзлых породах, для Гренландии не характерны. Г. В. Горбацкий отмечает также слабое развитие стрэндфлета на побережье Гренландии.

Насколько интенсивно фиордовое расчленение береговой линии Гренландии, видно из следующего примера. Расстояние между южной оконечностью Гренландии, м. Фарвель, и поселком Эгедесминне (на западном побережье) около 1500 км. Но длина береговой линии, ограниченной этими пунктами, с учетом ее изрезанности фиордами достигает почти 13 500 км [*Горбацкий.* 1951]. Берега здесь несут следы ледниковой обработки и могут быть уверенно отнесены к типу фиордовых берегов, не измененных морем.

Фиордовый тип расчленения по существу характерен для всего побережья Гренландии. Однако на восточном и северном побережьях большинство фиордов являются приемниками ледников, стекающих по трогам и нередко частично заполняющих фиорды. Такие ледники обычно порождают айсберги, и Гренландия после Антарктиды — второй по мощности центр их образования. Годовой расход только пяти ледников в районе о. Диско равен 80 млрд м^3. Объем некоторых айсбергов достигает 30 млн м^3, а высота — 100 и более метров [*Горбацкий.* 1951].

Но в Гренландии есть и немало участков, где к океану непосредственно спускается фронт покровного ледника. Здесь образуются грандиозные, высотой до 200—300 м, стены ледяного берега, протягивающиеся на десятки и даже сотни километров. Такова, например, стена, образованная ледником Гумбольдта, в Северной Гренландии. Общая длина ледяных берегов Гренландии не менее 500 км.

Некоторым своеобразием отличаются берега, где развиты молодые — неоген-палеогеновые — базальты. Один такой район расположен на западном берегу, в районе о. Диско, а другой — на восточном, в районе фиорда Скорсби и п-ова Джейметон. Базальты, по-видимому, более податливы денудации, чем докембрийские кристаллические и метаморфические породы. Здесь выделяются крупные и широкие заливы, окруженные высокими клифами из базальтов. На восточном побережье, в пределах развития молодых базальтов и их туфов, вдоль берега протягивается почти сплошная обрывистая базальтовая стена, местами прерывающаяся выводными ледниками. Здесь образуются клифы, волноприбойные ниши, местами существуют маломощные пляжи.

Н. Нильсен [The world's coastline. 1985] отмечает также в этом районе молодые (9 тыс. лет) береговые террасы, поднятые более чем на 50 м над уровнем океана.

Берега о-вов Исландия и Ян-Майен

В отличие от большинства рассмотренных ранее районов побережья Северного Ледовитого океана берега Исландии в течение всех сезонов доступны воздействию морских волн. Климатические условия здесь значительно мягче, чем в других районах арктического побережья. Напомним, что вся Исландия лежит южнее полярного круга.

Господствующий вид естественной растительности на побережье Исландии — мохово-травянистая тундра областей океанического климата. Внутренние же части острова либо представляют собой бесплодные каменистые пустыни, основой которых являются застывшие лавовые потоки и покровы, либо заняты крупными ледниками покровного типа.

В эпоху четвертичных оледенений вся поверхность Исландии была покрыта ледниковым щитом, поэтому следы ледниковой деятельности здесь можно встретить в любом месте острова. Это обстоятельство существенно сказалось на облике его берегов.

Важным условием для формирования берегов явилось также то, что Исландия расположена в пределах рифтовой зоны Срединно-Атлантического хр. Эта геологическая позиция Исландии, в частности, предопределила основные направления разломов, конфигурацию долинной сети и крупные черты контура береговой линии.

Восточный горный берег Исландии, омываемый Норвежским морем, является типич-

ным фиордовым; фиорды врезаны в базальты. Они разбиты разломами субмеридионального и почти широтного направлений. Берега здешних фиордов в большей степени похожи на фиорды Новой Земли или Чукотки [*Каплин.* 1962], нежели Норвегии. Базальты подвержены волновой абразии, здесь нередко вырабатываются настоящие клифы, а абразионного обломочного материала оказывается (вместе с выносимыми речными наносами) достаточно для того, чтобы из него могли строиться волнением различные береговые аккумулятивные формы. Поэтому, например, южная группа фиордов рассматриваемого района побережья благодаря образованию в их устьях крупных пересыпей уже превратилась в своеобразные лагуны-фиорды типа тех, которые описаны П. А. Каплиным на побережье Чукотского п-ова (например, озеро-фиорд Ачен и некоторые другие). Интересной особенностью этих фиордов, не получившей объяснения, является отсутствие переуглубленных участков, очень характерных, например, для фиордов Норвегии.

Типичное фиордовое побережье мы встречаем также в северо-западной части Исландии. Здесь с широтными и субширотными простираниями разломов связаны наиболее крупные фиорды (Иса-фиорд, Арнар-фиорд и др.), а с меридиональными — либо их «притоки», либо самостоятельные, но небольшие фиорды северного побережья залива Брейди-фиорд. Крупные заливы северного побережья Исландии, хотя и называются фиордами, в действительности, за исключением Эйл-фиорда, таковыми не являются. Это крупные грабены субмеридионального простирания, с не измененными или мало измененными морем сбросовыми западными и восточными бортами и с хорошо развитыми аккумулятивными берегами в вершинных частях этих заливов. Собственно фиорды небольших размеров имеются здесь лишь на открытых к океану выступах полуостровов, разделяющих заливы. Обращает на себя внимание выровненный аккумулятивный берег Арнар-фиорда, имеющий протяжение более 30 км и сложенный перемытыми флювиогляциальными песками и гравием.

Расчленение западного побережья Исландии следует отнести к типу фиардово-шхерного. Неглубокие заливы с невысокими берегами, но со следами ледниковой абразии и многочисленными шхерами аналогичны подобным формам расчленения, свойственным берегам Финляндии или Швеции. Берега здесь сложены менее прочными базальтами, что имеет результатом образование (местами) клифов, слабо развитых пляжей, т. е. формирование уже несколько измененных морскими факторами берегов.

Южный берег Исландии преимущественно аккумулятивный. Здесь к океану выходят широкие флювиогляциальные равнины. Местами, как, например, в урочище Мирдальсандур, это обширные флювиогляциальные конусы выноса, преобразованные в прибрежных частях волнами в пляжи. В других местах из продуктов волновой переработки флювиогляциальных накоплений строятся береговые и островные бары и формируются лагунные берега.

О. Ян-Майен. К северу от Исландии в открытом океане расположен о. Ян-Майен. Он имеет своеобразную палицевидную форму. На узкой «рукоятке» этой «палицы», образующей юго-западную часть острова, расположено несколько потухших вулканов, сложенных трахитовыми лавами, сильно денудированными. Как отмечает Махачек [1961], эти вулканы имеют четвертичный возраст. Самый высокий из них — Рудольф-Топпен (выс. 769 м) — имеет раннеплейстоценовый возраст. К северо-востоку от него тянется низкий вулканический гребень, состоящий из нескольких небольших, сильно разрушенных вулканов. Берега описываемой части острова подвержены абразии, изобилуют абразионными бухточками и разделяющими их мысами. В северо-восточной части суженного участка острова из продуктов абразии волнами и прибоем построены две пересыпи, отделяющие узкие лагуны — Северную и Южную. Северо-восточная, сильно расширенная (до 20 км в поперечнике) часть острова образована мощным вулканическим конусом Беренберг [2545 м]. Это действующий вулкан, последнее крупное извержение которого было в 1818 г. У южного подножия имеются и сейчас дымящиеся паразитические кратеры, один из них (у самого берега) — Эгг-Блафф, сильно разрушенный прибоем. Берега этой части острова — абразионные бухтовые, восточный край Беренберга на значительном протяжении выровнен абразией.

Предполагается, что Ян-Майен является частью небольшой континентальной глыбы, втянутой в рифтообразование, в значительной степени погруженной ниже уровня моря и существенно разрушенной разломами. Если это так, то рассмотрение острова в этой книге, где мы описываем только берега материков и материковых островов, вполне оправданно.

Некоторые выводы

Подводя итог рассмотрению берегов Северного Ледовитого океана, можно отметить следующие основные особенности, существенно отличающие их от берегов других океанов.

1. Исключительно широкое развитие фиордовых берегов, связанное с тем, что большая часть горных районов арктического побережья подвергалась оледенению.

2. Преимущественные тенденции этих побережий к восходящим движениям, протекающим с наибольшими скоростями вертикальных смещений земной поверхности (до 10—20 мм/год). Обычно эту тенденцию связывают с изостатическими движениями земной коры как реакцией на снятие ледниковой нагрузки.

3. Широкое развитие берегов, не измененных или слабо измененных морем, включающих не только фиордовые, но и фиардово-шхерные и сбросовые берега. Большая сохранность такого типа берегов связывается не только с тем, что они сложены трудно разрушающимися кристаллическими породами, но и с ограниченными возможностями волнового воздействия на берега вследствие длительности ледового сезона.

4. Очень большое значение термоабразионных процессов, что обусловливается большим распространением на арктическом побережье толщ рыхлых отложений, скованных многолетней мерзлотой. Интенсивный темп разрушения термоабразионных берегов в значительной степени компенсирует малую продолжительность безледного периода и является результатом очень быстрых изменений береговой линии низменных арктических побережий.

5. Большое количество рыхлого материала поступает в океан благодаря термической абразии. В результате этого в береговой зоне формируются многочисленные и нередко крупные береговые аккумулятивные формы и обеспечивается высокое поступление обломочного материала в океан, значительно превышающее поступление аллювия.

6. Большое распространение осушек, что здесь связывается не столько с приливами, сколько с важным участием в динамике арктических берегов сгонов и нагонов, чему способствует исходная отмелость многих участков побережья.

7. Широкое распространение береговых и островных баров и лагунных берегов вдоль низменных побережий главным образом северо-востока СССР и северного побережья Аляски. Это обусловлено особенностями недавней истории побережья. В ходе позднепослеледниковой трансгрессии океана подверглись затоплению прибрежные флювиогляциальные, морские и озерно-аллювиальные равнины, превратившиеся в подводные береговые склоны. Выработка профиля подводного склона, удовлетворяющего воздействию на него волн, привела к массовому перемещению крупного материала к берегу и формированию здесь сначала подводных, а затем островных и береговых баров, отчленивших мелководные ингрессионные заливы, которые превратились благодаря этому в лагуны.

Глава III

БЕРЕГА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Атлантический океан, вытянувшийся по 30-му меридиану почти на 15 тыс. км, омывает берега крупнейших континентов мира: на востоке — Евразии и Африки, на западе — Северной и Южной Америки. Вытянутость акватории Атлантического океана с севера на юг определяет и общую субмеридиональную ориентировку его берегов. Последняя нарушается сложными системами средиземных морей, таких, как Карибское с Мексиканским заливом, Северное и Балтийское, собственно Средиземное с Черным и Азовским морями, и наличием обширных заливов — Св. Лаврентия, Гвинейского и Бискайского. Сосредоточение основных морей и заливов в северной половине океана обусловливает и большую здесь изрезанность его береговой линии. В южной части океана берег имеет более простые очертания, осложняемые лишь небольшими заливами Южной Америки.

Раздел 1

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ РЕГИОНА

Геологические и геоморфологические условия

Геологические и физико-географические условия, в которых развиваются берега Атлантического океана, весьма разнообразны, что объясняется значительной вытянутостью океана в меридиональном направлении.

Окружающая океан суша имеет неоднородное геолого-тектоническое строение. Наряду с такими древними (докембрийскими) платформами, как Северо-Американская, Африканская, Южно-Американская, к океану подходят более молодые (каледонские и герцинские) платформы и обширные области альпийской складчатости. С геотектоническими особенностями побережий прежде всего связан характер их рельефа, а также значительное разнообразие литологических типов пород, слагающих берег.

Основными орографическими элементами атлантического побережья Северной Америки являются высокие плато, сложенные прочными кристаллическими породами, — в пределах докембрийского Канадского щита; горные массивы Аппалачского орогена, непосредственно подступающие к берегу океана; обширные береговые равнины, окаймляющие юго-восточную часть материка и располагающиеся в границах молодой (герцинской) платформы. В пределах Карибского побережья Центральной Америки, почти полностью входящего в границы альпийского орогенического комплекса, отмечается чередование обширных прибрежных низменностей и средневысотных вулканических и складчато-блоковых нагорий. К атлантическому побережью Южной Америки подступает огромная глыба древней (докембрийской) Южно-Американской платформы с ее высокими плато, нередко круто обрывающимися к прибрежной полосе низменных равнин; только на крайнем севере и юге материка к краевым морям Атлантического океана (Карибскому и Скотия) выходят окончания гигантского, сложно построенного горного сооружения Анд, протягивающегося вдоль всего западного края континента. Восточное побережье Атлантики окаймлено разновысотными плато и равнинами, выработанными на древних и молодых платформах Европы и Африки, сюда подходят невысокие, сильно разрушенные герцинские (частично каледонские) горные массивы и широкий пояс альпийских горных сооружений в пределах Средиземноморья.

Климатические и гидрологические условия

Климатические условия. Вытянувшись меридионально между полярными широтами обоих полушарий, Атлантический океан пересекает все климатические зоны. Это обусловливает заметную смену вдоль побережий океана режима температур, ветров и осадков.

Движение атмосферных масс над Атлантическим океаном определяется развитием устойчивых систем высокого давления над Гренландией и Антарктидой, сильной циклонической изменчивостью атмосферной циркуляции умеренных широт (40—60°) и преобладанием Азоро-Бермудского и Южно-Атлантического антициклонов в субтропических широтах (20—40°) Северной и Южной Атлантики соответственно.

Неустойчивость атмосферной циркуляции в средних широтах (40—60°) обусловлена активной циклонической деятельностью, особенно в южном полушарии. С частым прохождением циклонов в средних широтах связана

Схема пути урагана «Фредерик» в течение периода 2—14 сентября 1979 г. [*Schramm et al.* 1980].

Один из прибрежных гористых островов у побережья Югославии

большая изменчивость скорости и направления ветра, однако преобладают ветры западных направлений, повторяемость которых около 60%. Циклоны вызывают развитие мощных штормов в районе 40° с. и ю. ш., в связи с чем эти широты получили название «ревущие сороковые». Повторяемость штормовых ветров (со скоростью 16 м/с, главным образом северо-западных и западных) в северном полушарии летом не превышает 5%, а зимой резко увеличивается, например юго-восточнее Гренландии — до 20—25% [Атлантический океан. 1983].

В экваториально-тропических районах Атлантического океана, где происходит сложное взаимодействие барических систем южного и северного полушарий, возникают своеобразные метеорологические образования — тропические циклоны или ураганы. Скорость ветра, участвующего в этом вихревом движении, может достигать 30—100 м /с. В течение года в Северной Атлантике в среднем образуется 7—8 ураганов разной силы [*Павлов, Мамедов*. 1974], которые проявляются в летние месяцы и имеют наибольшую повторяемость в августе — сентябре. Зарождаясь чаще у берегов Африки, они достигают максимальной мощности (примерно 200 млрд кВт) в районе Вест-Индии и далее следуют к побережью Северной Америки.

Кроме ураганного ветра, возбуждающего волны высотой до 15 м, тропические циклоны сопровождаются также мощными нагонами воды к берегу и обильными ливнями, когда за несколько дней выпадает двойная годовая норма осадков. В экваториальных районах за счет конвергенции пассатов развиваются также мощные восходящие потоки теплого воздуха, с которыми связана высокая облачность и наибольшее для Атлантического океана количество осадков (2000—3000 мм/год).

Волны и приливы. Волновой режим вдоль берегов Атлантического океана отличается большим разнообразием и зависит от величины разгона и скорости господствующего ветра. Наиболее часто повторяющиеся ветры западных направлений обусловливают приуроченность наибольших волнений к восточной половине океана, где волны в зимние

месяцы достигают 15—18 м. Наиболее бурными являются районы умеренных широт.

В динамике береговой зоны Атлантического океана большую роль играют приливы, которые в ряде мест целиком определяют ее морфологию. К Атлантическому океану приурочены наибольшие величины приливов, которые отмечаются в фиордовых заливах Канады (12,4 м — в заливе Унгава, 15,6 м — в заливе Фробишер) и Великобритании (до 14,4 м — в Бристольском заливе). Самая большая в мире величина прилива зафиксирована в заливе Фанди, на восточном побережье Канады, где максимальный (сизигийный) прилив достигает 15,6—18 м [*Lambiase*. 1980; Атлас океанов. 1977].

Нагоны, реки. Важное значение для развития берегов Атлантики имеют также изменения уровня океана в процессе штормового нагона. Ветровой нагон развивается при действии сильного ветра под прямым (или близким к нему) углом к береговой линии. Ветер сгоняет поверхностный слой к берегу, вызывая повышение уровня моря и способствуя тем самым расширению зоны воздействия штормовых волн на берег. Нагон еще более ощутим при его вхождении в устья рек. Катастрофические наводнения в г. Ленинграде связаны именно с нагоном морской воды в устье р. Невы во время действия сильных и длительных западных ветров.

Особенно значительны повышения уровня моря при сочетании ветрового нагона с высокими приливами. Это явление весьма характерно для юго-восточного побережья Северного моря, где низменная прибрежная равнина на значительном протяжении отделена от моря искусственными дамбами.

На Атлантическом побережье США нагон воды к берегу вызывается наиболее сильными для этого района северо-восточными ветрами. Ветровой нагон в значительной степени способствует размыву поверхности островных и береговых баров и перехлестыванию штормовых волн в соседнюю лагуну.

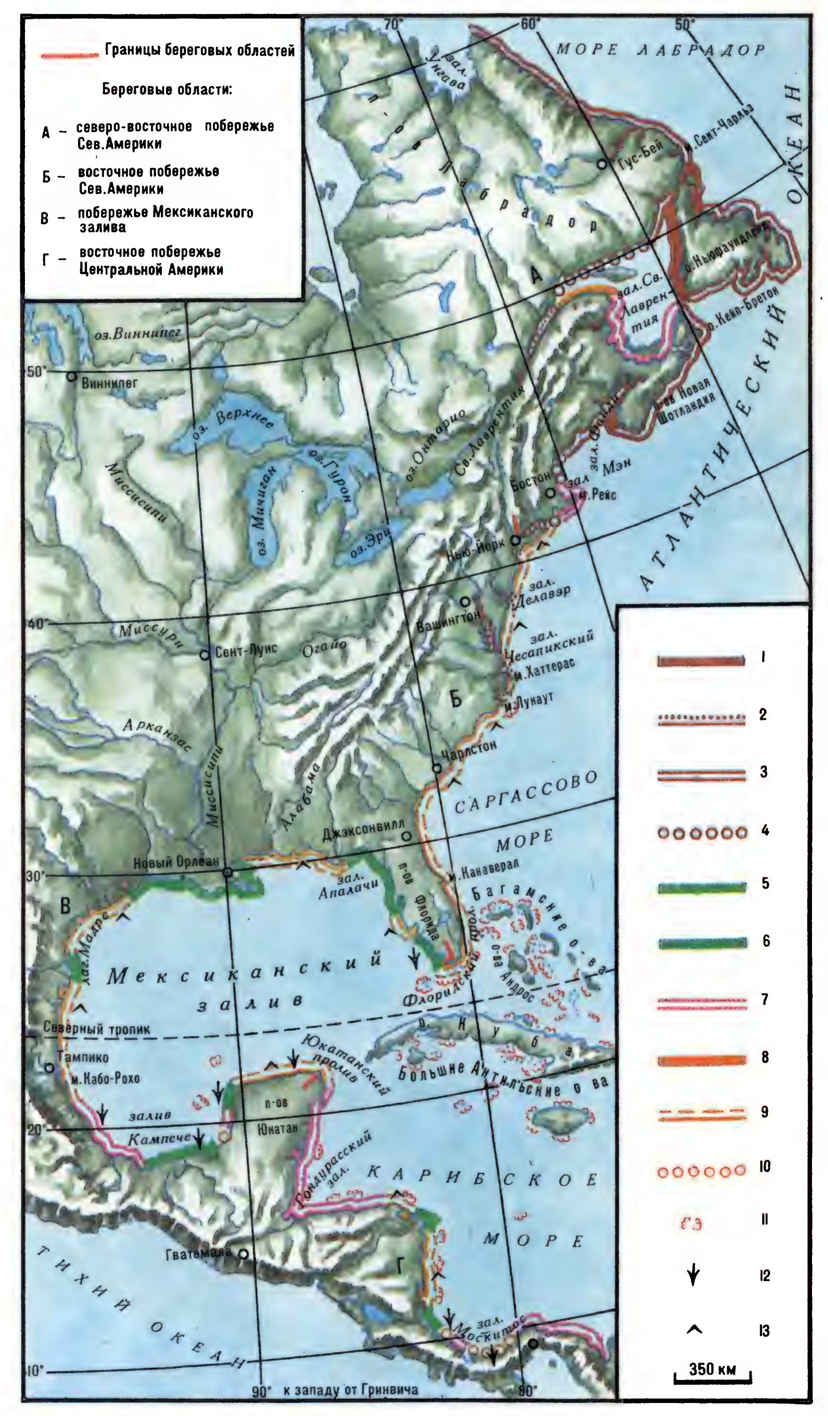
Важным фактором динамики берегов Атлантического океана (особенно в пределах его западного побережья) являются реки, три из которых входят в десятку крупнейших в мире — Миссисипи (твердый сток 500 млн т/год), Амазонка (498,5 млн т) и Оранжевая (153 млн т). Суммарный объем осадочного материала, выносимого ежегодно в бассейн Атлантического океана только 22 основными его реками, составляет более 1,8 млрд т [*Лисицын*. 1974]. Общий сток рек, впадающих в Атлантический океан и его моря, приближается к 3 млрд т. Причем в эту цифру включен в основном взвешенный материал. Влекомые наносы, играющие большую роль в динамике береговой зоны океана и составляющие местами до 10% выносимых реками твердых продуктов, заметно дополняют эту величину.

Типы берегов и их физико-географическая зональность

Существенные различия природных условий вдоль побережий Атлантического океана обусловливают большое разнообразие его берегов. Здесь представлены все известные их типы, образующие полный генетический ряд, — от не измененных или слабо измененных морем берегов с четкими следами их первоначального субаэрального расчленения до хорошо развитых сложных абразионно-аккумулятивных систем.

Широтная климатическая зональность обусловливает закономерную смену типов берегов при движении с севера на юг. Материковое плейстоценовое оледенение определило своеобразие северных побережий Атлантики, которые характеризуются фиордовым расчленением. Большим разнообразием типов берегов отличаются умеренные и субтропические зоны обоих полушарий, характеризующиеся наиболее активной волновой деятельностью. Здесь преобладает разрушение берега, причем размыву повсеместно подвергаются и аккумулятивные берега, что, по-видимому, имеет планетарный характер [*Leontiev*. 1965]. К экваториально-тропическому поясу Атлантического океана приурочено развитие мангровых и коралловых берегов.

В развитии африканских берегов большое значение имеет поступление эолового материала из прибрежных песчаных пустынь. По современным оценкам, вынос континентальной пыли к побережью Африки достигает около 40 Мт в месяц [*Carlson*. 1979]. Основное поступление эолового материала сосредоточено в двух областях, ограниченных полосой примерно 10—25° с. и ю. ш. и связанных с зонами развития пассатов. В северной пассатной зоне средняя концентрация пыли в воз-



Типы берегов атлантического побережья Северной и Центральной Америки.

А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.
I. Первично расчлененные берега:
1 — тектонического расчленения (далматинские, сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые, фиардовые), 4 — ледниково-тектонического и аккумулятивного расчленения (фиордовые, с небольшими морскими аккумулятивными формами).
Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.
II. Потамогенные берега: 5 — дельтовые; III. Берега с приливными или ветровыми осушками (типа ваттовых и маршевых):
6 — илистые и песчаные. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.**
IV. Выравнивающиеся берега: 7 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; V. Выровненные берега:
8 — абразионные,
9 — аккумулятивные — лагунные и лиманно-лагунные, 10 — аккумулятивные — пляжевые,
11 — Отдельные коралловые рифы и коралловые острова, 12 — Мангры, 13 — Современный размыв аккумулятивных форм

духе близ берегов Африки составляет 24,5 мкг/м^3, в южной пассатной — до 0,51 мкг/м^3, т. е. в 40 раз меньше [*Лисицын*. 1978]. Эоловый материал играет существенную роль в бюджете наносов береговой зоны, особенно Северо-Западной Африки.

На крайнем севере (Гренландия) и в Антарктиде преобладают ледяные берега.

Человек и берег

На берегах Атлантики располагаются важнейшие высокоразвитые страны, осуществляющие обширные торговые связи через океан и все более расширяющие добычу морских ресурсов.

Основная хозяйственная нагрузка на прибрежные территории тяготеет к северной половине Атлантического океана. Здесь расположено более $^3/_4$ от общего числа морских портов, доля которых в общем грузообороте капиталистического мира в середине 70-х годов составляла 57% [Экономическая география... 1979].

Активное многоцелевое использование побережий Северной Атлантики привело к интенсивному воздействию человека на природные береговые процессы. Нарушение естественного равновесия береговой зоны в ряде мест вызвало значительное и необратимое отступание берега, угрожающее прибрежным промышленным и городским постройкам. Небрежное отношение к закономерностям развития берегов при возведении гидротехнических сооружений нередко вызывает усиление нежелательной заносимости естественных и искусственных гаваней. Попытки стабилизации береговой линии без учета взаимосвязей отдельных участков берега часто приводят к отрицательным последствиям. Защита берегов от размыва требует регионального подхода. Однако в условиях капиталистического мира этот подход в значительной степени ограничен частной собственностью на землю, конкуренцией и анархией производства. Защитные мероприятия в пределах локального частного владения обычно проводятся в интересах его обладателя, но могут вызвать существенные изменения береговой зоны на соседних участках. Там же, где дело защиты берегов находится под контролем государства, искусственная стабилизация береговой линии достаточно эффективна. Примером внимательного отношения к береговым проблемам может служить Грузинская ССР, где в последние годы не только создана единая схема защиты берегов, но и организована служба наблюдения за их состоянием, которая подчиняется непосредственно правительственным органам.

Раздел 2

АТЛАНТИЧЕСКИЕ БЕРЕГА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Общие сведения о регионе

Североамериканские берега Атлантики располагаются в пределах почти всех климатических зон северного полушария (кроме экваториальной и субэкваториальной) и входят в состав трех основных тектоноорографических единиц.

На севере к океану подходит Лаврентийская возвышенность, сложенная докембрийскими кристаллическими породами Канадского щита. Поверхность этой возвышенности представляет собой древний пенеплен, высотные отметки которого возрастают в восточном направлении примерно от 300 до более 1000 м у берегов океана. Плейстоценовые ледники, перекрывавшие всю возвышенность, оставили после себя рельеф холмистого плато (абс. выс. 200—400 м), над которым поднимаются отдельные возвышенности высотой до 500—600 м, соответствующие выходам наиболее прочных коренных пород. Широко представлены ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа — моренные гряды, друмлины и озы, однако аккумулятивные ледниковые накопления сравнительно маломощны.

Наивысших отметок плато достигает вдоль побережья океана. К прибрежной полосе приурочено и наибольшее расчленение плато, связанное с развитием сети глубоких троговых долин, которые в большинстве случаев находят продолжение в пределах прилегающих участков шельфа.

Вся эта область характеризуется суровым и холодным климатом с продолжительной зимой и прохладным дождливым летом. Средняя температура июля на океанском побережье Лабрадора +10 −11°С и не превышает +13 −14°С. Вдоль побережья проходит холодное Лабрадорское течение, оказывающее охлаждающее воздействие на климат. Прибрежные воды уже с конца сентября начинают замерзать, а весеннее вскрытие льда происходит лишь в июне.

С юга Канадский щит окаймляется полосой палеозойской складчатости Аппалачского орогенического пояса. Последний выходит к побережью в пределах Атлантических провинций Канады (Ньюфаундленд, Новая Шотландия, о. Принца Эдуарда, Нью-Брансуик) и северных штатов США. Большая часть холмистых плоскогорий имеет высоту 400—500 м и характеризуется хорошо развитой эрозионной сетью и наличием останцового рельефа. Плейстоценовые ледники оставили четкие следы своего присутствия: конечно-моренные валы, троговые долины, ледниковые озера.

С востока система Аппалачей ограничена невысоким (около 150—500 м), сильно расчлененным кристаллическим плато Пидмонт, которое образует уступ в сторону Приатлантической равнины.

Северные Аппалачи располагаются в умеренной зоне. Средние температуры самых холодных месяцев составляют −5 −10°С, самых теплых +18°С. Зимой часты обильные снегопады, летом — дожди и туманы.

Вся приморская окраина Северной Америки южнее Нью-Йорка является зоной погружения палеозойских складчатых структур, образующих здесь фундамент молодой платформы. Небольшие поднятия этого фундамента в районе Флориды, Багамских о-вов и Юкатана ограничивают два крупных прогиба — Приатлантический и Примексиканский, причем в последнем общая мощность осадочного чехла достигает более 10 км [Энциклопедия региональной... 1980]. Характерной особенностью этих отложений является пологое падение слоев в сторону океана, что обусловило развитие пластовых равнин, иногда осложненных невысоким куэстовым рельефом. Равнины протягиваются непрерывной полосой вдоль побережья от п-ова Кейп-Код до п-ова Юкатан. Почти на всем протяжении равнин прослеживается лестница морских террас, часто с хорошо сохранившимися береговыми валами, отмечающими разные стадии стояния уровня моря. К Примексиканскому прогибу приурочено устье крупнейшей реки Северной Америки — Миссисипи с ее обширной дельтовой равниной, сложенной мощной толщей терригенных осадков.

Таким образом, вдоль побережья Северной Америки наблюдаются существенные различия природных условий, что непосредственно сказывается на формировании береговой зоны. С учетом вышесказанного в пределах атлантического побережья Северной Америки выделяются три крупные береговые

области: Северо-Восточная, Восточная и побережье Мексиканского залива.

Северо-восточные берега Северной Америки

Северо-Восточная береговая область протягивается от о-вов Баттон у северной оконечности п-ова Лабрадор примерно до окрестностей Нью-Йорка. Бóльшая ее часть располагается в пределах Канады, где активное изучение берегов началось лишь в последнее время [*McCann.* 1980].

Характерной особенностью Северо-Восточной области является сильное воздействие на ее рельеф плейстоценового оледенения. В прибрежной зоне это воздействие сказалось прежде всего в явном преобладании фиордового типа расчленения берегов, наиболее широко представленного на побережье Лабрадора и Ньюфаундленда.

Берега п-ова Лабрадор до эстуария Св. Лаврентия. Береговые обрывы п-ова Лабрадор имеют высоту до нескольких сот метров. Этот район подвержен значительному гляциоизостатическому поднятию, средняя скорость которого достигала в голоцене 1,36 см/год в окрестностях Нейна, а в районе оз. Мелвилл за последние 1900 лет — 0,4 см/год [*Rosen.* 1979].

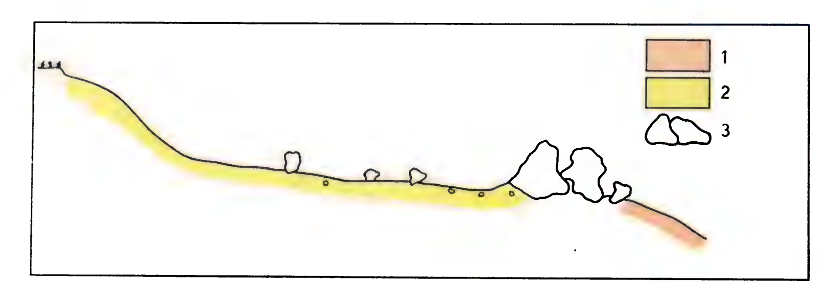
Береговые склоны Лабрадора сложены прочными кристаллическими и метаморфическими породами, слабо поддающимися абразии. Поэтому здесь преобладают берега, не измененные или слабо измененные морем, с четкими следами первоначального субаэрального (главным образом ледникового) расчленения. Фиорды, образованные при трансгрессивном затоплении морем бывших ледниковых долин и трогов, подчиняются направлению основных складчатых поясов коренного основания или линиям тектонических разломов, как и большинство близлежащих островов, сложенных теми же прочными породами. Фиорды глубоко, до нескольких сот километров, вдаются в сушу и имеют значительные глубины.

Долговременные наблюдения (1963—1972 гг.) в Хопдейле [*Rosen.* 1979] показали, что превалирующими ветрами в течение свободного ото льда периода (июнь — декабрь) являются ветры с запада — юго-запада, т. е. от берега. Однако во время вскрытия льда (май — июнь) самые высокие скорости (7 м/с) наблюдались у ветров северных направлений, повторяемость которых в этот период достигала 42%. Для восточного побережья Лабрадора эти ветры являются волноформирующими. Максимальная высота волн в открытом море превышает 7 м. Именно активное волновое воздействие способствует сокращению длительности ледового покрова у этих берегов до 6 месяцев в году.

Высокий уровень волновой энергии (высота заплеска волн более 6 м) приурочен к наиболее выступающим мысам, где развиты каменистые клифы высотой до 40 м [*Rosen.* 1978—1980].

Волны открытого моря обычно слабо проникают в фиорды, несмотря на большие глубины у их входа. Поэтому основными факторами современного преобразования берегов в пределах фиордов являются реки, выносящие обломочный материал и строящие здесь небольшие дельты, а также припайный лед и приливы, имеющие в этом районе значительную величину.

С припайным льдом часто связано перемещение и перераспределение обломочного материала в береговой зоне. В приливных областях намерзание толщи прибрежного льда происходит снизу: во время прилива ледовая корка приподнимается над дном, освобождая пространство для новых «порций» льда. При этом вмерзшие в лед валуны отрываются от донной поверхности и остаются в составе ледовой толщи. Особенно энергично этот процесс протекает в верхней части приливной зоны, где проявляются лишь сравнительно редкие сизигийные (максимальные) приливы, и поэтому происходит более прочное смерзание валунов со льдом в течение длительных межприливных интервалов [*Rosen.* 1979]. Вблизи берега ледовый припай обычно покрывается пылью, выносимой сильными зимними ветрами с высоких береговых обрывов. Общая оценка веса осадочного материала, транспортируемого льдом в заливе Макковик, в 1978 г. составила величину 97 013 т [*Rosen.* 1979]. Большая часть этого материала перераспределяется у берега или в пределах залива. Весной у бровки приливной платформы благодаря заметному перегибу профиля у уровня отлива оседают крупные льдины — стамухи длиной до 20 м, мощностью 1,2 — 1,4 м. При таянии они



Схематический профиль берега с валунной баррикадой в заливе Макковик [*Rosen*. 1978—1980]. 1 — ил, 2 — песок, 3 — валуны

оставляют скопления вмерзших в них валунов с образованием весьма характерных для этого побережья так называемых валунных баррикад, т. е. вытянутых вдоль берега рядов крупнообломочного материала.

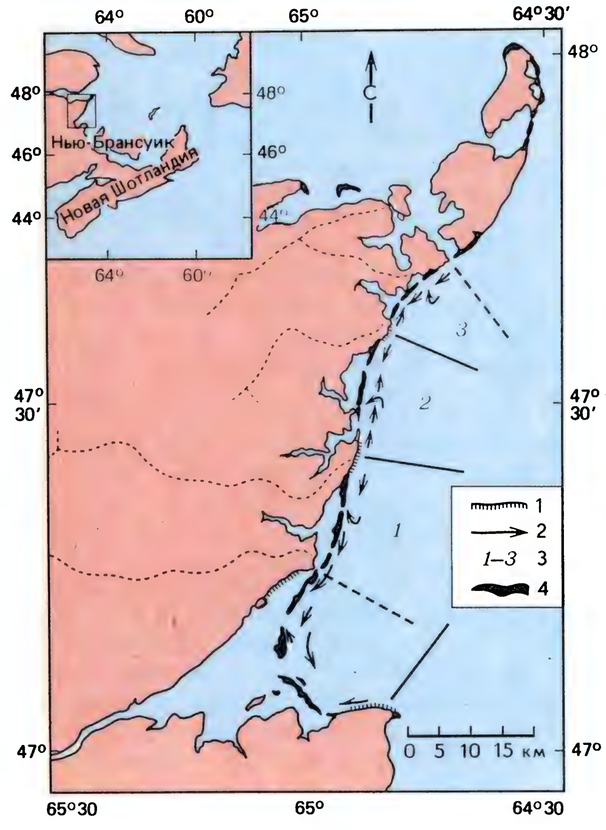
К числу других явлений, обусловленных суровыми климатическими условиями, относятся процессы развития нивально-эоловых форм рельефа, которые появились в результате эоловой аккумуляции песка и снега на поверхности ледяного припая или пляжа и последующего вытаивания снежных и ледовых масс. Формирующиеся при этом останцовые песчаные микровозвышенности и гряды, а также формы термокарстового типа [*Cailleux*. 1976] обычно недолговечны и легко уничтожаются в летние месяцы морским волнением.

Северные берега залива Св. Лаврентия (от бухты Брадор до р. Берсими) общей протяженностью примерно 2500 км (вместе с островами) имеют более разнообразное строение. Однако преобладающим фактором развития берега остается ледниково-тектонический. Разломная тектоника определяет не только общие очертания побережья, но и характер отдельных участков берега. Это особенно справедливо для северо-восточной части побережья. Здесь непосредственно к берегу подходят возвышенные участки древнего пенеплена, выработанного на докембрийском кристаллическом массиве. На большом протяжении доминируют слабо измененные морем шхерные берега, на некоторых участках развит прямолинейный сбросовый берег (например, в бухте Брадор). Своеобразное расчленение получает берег за счет зон тектонического дробления [*Dubois*. 1978—1980], вдоль осей которых формируются длинные и узкие заливы и проливы (пролив Гранд-Пасс на юго-востоке бухты Сант-Аугустин).

Большую роль в развитии северных берегов залива Св. Лаврентия играют реки. Прорезая южный пологий склон Канадского кристаллического щита, они размывают ледниковые аккумулятивные образования и выносят в залив большой объем терригенного материала. В устьевых участках рек Сент-Маргерит, Муази, Магпай, Сен-Жон, Наташкуан и др. формируются довольно значительные дельтовые равнины [*Dubois*. 1978—1980], окаймленные со стороны залива серией береговых валов, которые формируются за счет переработки волнами речных выносов. Аллювиальный материал, вовлекаясь во вдольбереговое перемещение (в основном в восточном направлении), способствует частичному выравниванию соседних участков коренного берега: в «волновой тени» за островками-шхерами аккумулируются небольшие томболо, а между образовавшимися таким образом мысами растут четкие дуги песчаных пляжей и пересыпей.

П-ов Гаспе. Несколько меняется облик берега на севере п-ова Гаспе, где на расстояние до 600 км протягивается полоса современных бенчей [*Trenhaile*. 1978]. Непосредственно к берегу здесь выходит крайняя оконечность Аппалачской горной системы, сложенной деформированными нижнепалеозойскими осадочными породами, в которых выработаны многочисленные бухты. Береговые обрывы поднимаются над уровнем высокого прилива на высоту от нескольких до сотен метров. Приливы высотой от 2,25 м на востоке до 3,5 м на западе определяют основные элементы широко развитых абразионных платформ: уклоны, высоту (средний уровень прилива), высоту и крутизну подошвы берегового уступа (высокий уровень прилива). Неровности поверхности бенчей формируются за счет чередования пород, различающихся по устойчивости к волновой абразии. В головной части эстуария Св. Лаврентия с увеличением высоты прилива возрастает ширина аккумулятивных осушек. На формирование рельефа их поверхности также зна-

Транспортировка валунов льдом у Сент-Флави на южном борту эстуария Св. Лаврентия [*Dionne*. 1968]



Система барьерных островов на одном из участков северо-восточного побережья провинции Нью-Брансуик (Канада), перегораживающая устья 6 эстуариев [*Reinson*. 1978—1980].
1 — уступы размыва коренных пород и торфов, 2 — направление перемещения наносов, 3 — отдельные литодинамические ячейки, 4 — барьерные аккумулятивные формы

чительное влияние оказывает морской лед, с которым связаны транспортировка в эстуарий крупных валунов прочных кристаллических пород Канадского щита, образование валунных мостовых, желобов выпахивания и т. д. [*Dionne*. 1968].

От п-ова Гаспе до Новой Шотландии. С выходом к морю нижнепалеозойской складчатой системы Северных Аппалачей связаны также острова и полуострова в южной части залива Св. Лаврентия. Они разделяются многочисленными бухтами и заливами, часто имеющими эстуарный облик. В настоящее время на отдельных участках с благоприятной по отношению к господствующим северным направлениям волнений экспозицией образовались береговые и островные бары. Они известны в устьях заливов Мальпек (о. Принца Эдуарда), Ришибакто, Мирамиши и некоторых других.

Барьерная система Мальпек объединяет 3 островных бара и косу общей протяженностью 43 км и подвергается воздействию волнения с севера [*Armon, McCann*. 1977, 1979]. Вдольбереговой поток наносов направлен к юго-востоку и имеет мощность от 70 тыс. $м^3$/год в начале потока до 150—200 тыс. $м^3$/год, а поперечный обмен наносами составляет 1—2 $м^3$/год на 1 пог. м берега и является основным источником питания береговой зоны. Барьерная система подвергается длительному и сильному размыву. За 33-летний период (1935—1968 гг.) максимальная скорость отступания береговой линии достигала 2,5 м/год, средняя скорость — 0,26 м/год.

Несколько меньших размеров барьерный комплекс в заливе Мирамиши (Нью-Брансуик), образовавшемся за счет подтопления морем устья одноименной реки. Влияние приливов, имеющих здесь небольшую величину (менее 2 м), проявляется в формировании подводной приливной дельты подковообразной формы и ряда мелких отливных дельт [*Reinson*. 1976]. Измерения, проведенные в береговой зоне, показали, что во время штормов скорость вдольбереговых течений возрастает [*Munroe*. 1976] до 147—167 см/с. Эти штормовые вдольбереговые течения влияют на рост отливных дельт и вызывают их отклонение в южном направлении.

На северо-восточном побережье провинции Нью-Брансуик широко развиты уступы размыва, выработанные в торфянистых отложениях [*Pajunen*. 1981]. Это побережье в настоящее время испытывает относительное погружение, и поэтому прибрежная болотистая равнина часто подвергается размыву волнами, или край ее захороняется под пляжевыми накоплениями. Торфяные уступы

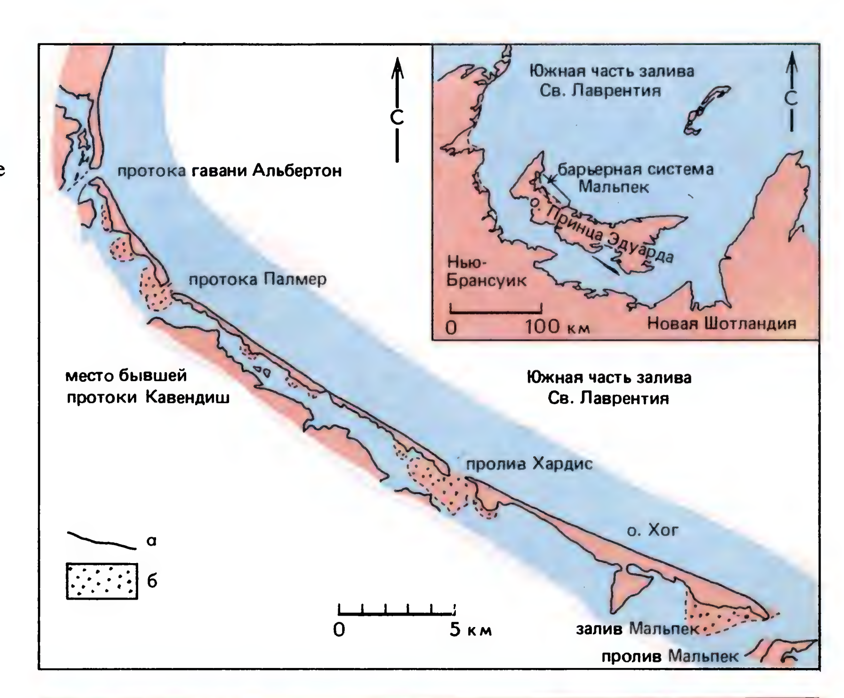
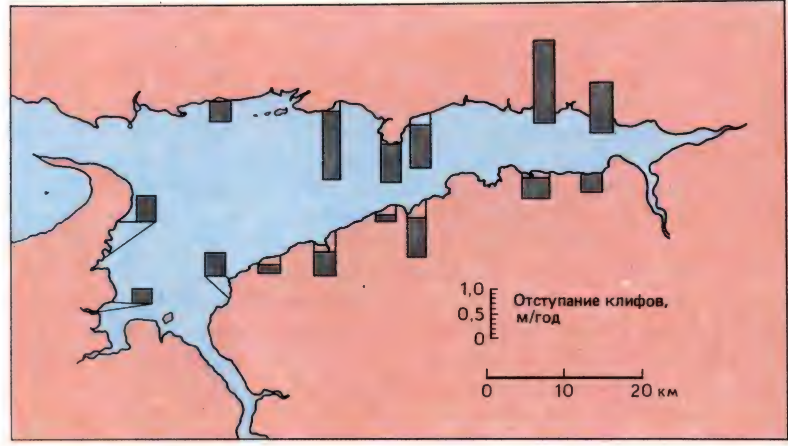


Схема барьерной системы Мальпек, северный берег острова Принца Эдуарда [*Armon, McCann*. 1979]. Хорошо видны песчаные проливные дельты у лагунных устьев действующих и отмерших проток через острова: а — береговая линия 1966—1972 гг., б — проливные дельты



Скорости отступания клифов вдоль побережья залива Минас, северо-восток залива Фанди (Канада) [*Amos, Long*. 1978—1980]

размыва имеют высоту 1—4 м и развиваются даже на сравнительно защищенных от волнения участках, например за барьерными островами залива Мирамиши или в небольших бухтах о. Миску.

Залив Фанди. Одним из крупнейших заливов Северо-Восточной береговой области является залив Фанди, известный своими мощными приливами (15,6—18 м). Залив имеет тектоническую природу и вытянут вдоль основных структур Аппалачской складчатой системы. Берега залива протягиваются параллельно направлению главных структурных элементов побережья. В приустьевой части залива берега подвержены абразии, а в его вершине широко развиты песчано-илистые осушки, реже бенчи, слабо прикрытые осадками. И те и другие примыкают к крутым и высоким (средняя высота — 23 м, максимальная — 180 м) клифам [*Amos, Long*. 1978—1980]. Клифы нередко сопровождаются абразионными останцами. В пределах восточного отвершка (Минас) залива Фанди основная часть ($3{,}1\times10^6$ м^3/год) осадков поступает в береговую зону от абразии окружающих клифов, средняя скорость отступания которых достигает 0,55 м/год. Илисто-глинистый материал (до $1{,}6\times10^6$ м^3) привно-

сится приливными течениями из залива Фанди и в гораздо меньшем количестве ($0,06\times10^6$ м^3/год) — реками. С приливами связано формирование в прибрежных зонах крупных подводных песчаных гряд, которые достигают длины 4 км, ширины до 2 км и имеют относительное превышение с морской стороны — 15—20 м, с бережнóй — 5—10 м. Верхние части гряд обычно осушаются при отливе, но в максимум прилива глубина воды над их гребнем достигает 6—8 м [*Dalrymple*. 1979].

В последнее время изучение залива Фанди вызывает большой интерес, главным образом в связи с возможностью использования энергии мощных приливов [*McCann*. 1980].

Восточное побережье п-ова Новая Шотландия и северное побережье залива Мэн характеризуются фиардовым расчленением. Заливы (фиарды), сформировавшиеся при затоплении троговых долин морем в процессе послеледникового подъема его уровня, заметно отличаются от типичных фиордов Лабрадора, прежде всего своей большой шириной. Местами они имеют даже лиманоподобный облик (таковы, например, заливы Махон, Пинобскот, Пассамакуодди) за счет усиления здесь (менее устойчивые породы) избирательного действия ледниковой экзарации и морской абразии. Разрушению пород во многом способствует их сильная раздробленность разрывными тектоническими нарушениями. Крупные заливы, расчленяющие низкое каменистое побережье Новой Шотландии, сформировались на месте выработанных ледником замкнутых впадин [*Piper*. 1978—1980]. Подтопление ледниковых долин и впадин усиливается за последние тысячелетия также медленным погружением прибрежной территории, особенно вдоль побережья залива Мэн [Энциклопедия региональной... 1980]. Вдоль восточного побережья Новой Шотландии относительный подъем уровня моря составляет 1 мм/год [*Piper et al.* 1983].

В целом на побережье развитие морской абразии замедлено по следующим причинам [*Shepard, Wanless*. 1971]: 1) ледники почти всюду обнажили твердые коренные породы, а рыхлые ледниковые накопления (валунные глины и пески) имеют локальное распространение, хотя местами (Новая Шотландия) в приустьевых участках заливов скорость размыва ледниковых форм (друмлинов) может достигать 0,5—1 м в год [*Piper et al.* 1983]; 2) береговая линия отличается очень неровными очертаниями со множеством каменистых мысов и островов, защищающих внутренние части заливов от прямого воздействия волн.

С малым темпом абразии связан дефицит наносов в береговой зоне. Волновые аккумулятивные формы в фиордах практически отсутствуют, особенно на побережье залива Мэн. Лишь местами устья узких рукавов фиордов перегорожены гравийными валами [*Shepard, Wanless*. 1971]. Примером такой формы на побережье Новой Шотландии может служить небольшая (длина 300 м) песчаная пересыпь Квинсленд-Бич в вершине залива Сент-Маргерит [*Huntley, Bowen*. 1979]. Здесь имеются также более крупные (хотя и редкие) песчаные береговые бары, основным источником питания которых служили, по-видимому, реликтовые песчаные флювиогляциальные отложения на шельфе [*Piper*. 1978—1980].

Большую роль в динамике берега играют приливные течения, приносящие в заливы тонкий взвешенный материал и строящие из него широкие осушки. Последние особенно обширны на побережье Новой Шотландии, где приливы имеют большую величину.

На примере залива Чезеткук и соседних с ним заливов удалось установить [*Scott*. 1978—1980] значительное усиление в период 1766—1854 гг. заполнения заливов осадками, интенсивное расширение приливных осушек и рост маршей. Предположительно это объясняется увеличением сноса терригенного материала с суши в связи с ростом хозяйственного использования земель первыми европейскими поселенцами 200—300 лет назад.

В общем облике берега этого отрезка преобладают относительно невысокие каменистые обрывы, разделяющие глубокие (до 25—30 м) фиордовые заливы. Типичным фиордовым участком является район о. Маунт-Дезерт. Глубины в самом крупном здесь фиорде достигают 45 м, а его борта поднимаются над уровнем моря на высоту более 240 м [*Shepard, Wanless*. 1971]. Сложенные гранитами береговые обрывы этого участка практически не подверглись волновой обработке.

От залива Каско до п-ова Кейп-Код. Южнее залива Каско берег приобретает иной

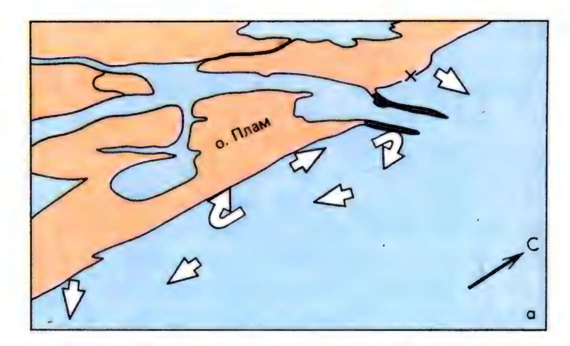
характер. Каменистые мысы с крутыми уступами чередуются здесь с участками песчаных и гравийных пляжей, заполняющих вершины небольших бухт или, реже, формирующихся в устьевых частях небольших заливов.

Влияние ледников на прибрежную территорию этого района проявилось в основном в накоплении сравнительно маломощного покрова флювиогляциальных песчано-гравийных осадков. Последние выносятся реками в море и являются главным источником питания наносами современной береговой зоны [*Shepard, Wanless*. 1971], и лишь незначительная доля материала поступает за счет абразии мысов, которые большей частью сложены прочными гранитами.

В небольших округлых бухтах, часто разделенных непропусками, формируются за счет речных наносов так называемые карманные пляжи. Во время сильных штормов они нередко почти полностью размываются; восстановление их идет в периоды слабых волнений. В районе есть несколько крупных заливов, они используются как природные портовые акватории для приема мощных морских судов (Портленд, Портсмут, Плимут). Крупнейшим на данном отрезке берега портом является Бостон, основанный еще в 1630 г. [*Там же*. 1971].

Интересной особенностью отличается взаимодействие гидротехнических сооружений и природных процессов в районе протоки Мерримак (близ границы штатов Нью-Гемпшир и Массачусетс), которая расчленяет аккумулятивную пересыпь у подтопленного устья одноименной реки [*Hubbard*. 1977]. В прошлом протока была весьма мобильна, что мешало судоходству и вызывало неоднократный размыв соседних пляжей. Поэтому в 1912 г. она была стабилизирована путем сооружения двух молов у ее выхода в море. Ожидался обычный низовой размыв к югу от молов. Однако пляж с южной стороны молов стал быстро наращиваться и выдвинулся в море примерно на 300 м по сравнению с северным отрезком. Эта аккумуляция наносов еще более усилилась после реконструкции южного мола в 1967 г. и была связана со сложной комбинацией подвижек наносов противоположных направлений.

От п-ова Кейп-Код до Нью-Йорка. Чем дальше на юг, тем больше наносов поступает в береговую зону. Это связано с некоторым



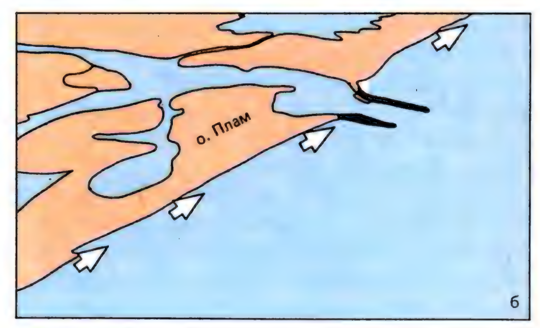


Схема перемещения наносов в районе протоки Мерримак [*Hubbard*. 1976]: а — во время северо-восточных штормов (у точки «х» подводный вал близко подходит к берегу); б — в спокойные периоды

возрастанием мощности (до 12 м) [*Shepard, Wanless*. 1971] ледниковых и флювиогляциальных отложений, покрывающих прибрежную территорию. Размыв рыхлых ледниковых осадков снабжает береговую зону наносами, которые идут на построение в устьях многочисленных бухт и заливов небольших аккумулятивных пересыпей. Миграции наносов могут происходить в разные стороны в зависимости от направления волнения. Защитное действие о-вов Фишерс и Лонг-Айленд вызывает снижение влияния одного волнения и усиление другого, так что местами в соседних бухтах могут наблюдаться разнонаправленные подвижки наносов [*Там же*. 1971].

Под воздействием штормовых волнений аккумулятивные пересыпи испытывают тенденцию к отступанию в сторону суши. Так, имеются сведения, что песчаная коса Грисуолд-Пойнт восточнее устья р. Коннектикут отступила с момента своего образования на 0,45 км. Этот процесс создает значительную угрозу для многих морских курортов, располагающихся на косах. Для предотвращения

этой угрозы на нескольких участках побережья Коннектикута были построены системы бун с заполнением межбунных пространств песком, извлекаемым здесь же с подводного склона. Такая переброска песка вызвала увеличение крутизны профиля дна, что повлекло за собой усиление волнового воздействия на берег и соответствующий размыв пляжа. Через несколько лет потребовалась повторная подпитка системы бун [*Там же*. 1971].

Еще большее разрушение аккумулятивных форм связано с проникающими сюда временами ураганами. Ураган в сентябре 1938 г. сопровождался ветром со скоростью свыше 180 км/час, который вызвал нагон воды у берегов штата Род-Айленд на 4,5 м выше нормального уровня прилива [*Там же*. 1971]. В результате этого урагана 15-метровый песчаный береговой уступ у курорта Уотч-Хилл-Пойнт (западнее залива Наррагансетт) отступил на 9 м, несмотря на наличие защитной волноотбойной стенки; гряды дюн были сильно размыты, многие здания опрокинуты или сдвинуты со своих фундаментов. Общий ущерб оценивался в 1 млн долл.

В целом для всего района характерна абразия мысов и небольшая аккумуляция наносов в устьевых частях бухт с образованием песчаных пересыпей, блокирующих устья заливов. Этот процесс ведет к постепенному выравниванию берега.

П-ов Кейп-Код. Обособленное положение в южной части Северо-Восточной области занимает п-ов Кейп-Код, который перекрыт мощной толщей флювиогляциальных, а в середине — конечно-моренных отложений [*Там же*. 1971; Энциклопедия региональной... 1980].

В центральной части восточной дуги полуострова морем абрадируется край высокой флювиогляциальной равнины, сложенной рыхлыми песчано-гравийными осадками. Активные клифы поднимаются над нешироким пляжем на высоту 35—55 м. За период 1887—1957 гг. скорость абразии на этом участке составляла 0,75 м/год [*Shepard, Wanless*. 1971].

Материал размыва разносится волнами противоположных направлений (с северо- и юго-востока) в разные стороны вдоль берега и питает две противоположно ориентированные крупные аккумулятивные формы: косу

Группа рыбаков-любителей на пляже косы Носет. Плотный мелкозернистый песок пляжа хорошо выдерживает тяжесть автомашины

Подмыв морем береговых дюн на косе Носет, полуостров Кейп-Код (США)

Провинстаун на севере и косу Носет на юге. Развитие этих кос началось примерно 6 тыс. лет назад [*Leatherman*. 1979а]. Значительную роль на первых этапах формирования кос (особенно южной) сыграло поступление материала со дна.

В настоящее время северная коса продолжает наращиваться со скоростью 0,15—1,5

м/год (1887—1957 гг.) [*Shepard, Wanless*. 1971]. Однако коса Носет испытывает явную тенденцию к размыву с морской стороны. Частично это объясняется искусственным разрушением гряды береговых дюн, главным образом из-за воздействия автомобильного транспорта и уничтожения лесной растительности [*Leatherman*. 1979а].

Деятельность человека, по-видимому, также способствовала отчленению от суши о. Craig... о. Мономой — южного сегмента внешней аккумулятивной системы м. Кейп-Код. Старые карты, датированные 1919 г., показывают, что он ранее имел продолжение к северу вплоть до района Чэтэма и занимал место теперешней южной части косы Носет [*Shepard, Wanless*. 1971].

Типичная коса (дл. ок. 5,5 км) развивается у западного берега п-ова Кейп-Код, в районе Уэлфлита. Скорость отступания питающего берегового уступа достигает здесь 1 м/год [*Aubrey*. 1981]. Сильные северные — северо-западные волнения вызывают вдольбереговое перемещение материала абразии к югу, в сторону растущей косы. Коса, получая достаточное питание, активно наращивается со средней скоростью около 36 м/год (период 1938—1960 гг.) [*Shepard, Wanless*. 1971]. Ее подводное продолжение хорошо прослеживается к югу на расстояние 1,5—2 км.

Восточные берега Северной Америки

Восточная береговая область занимает большую часть Атлантического побережья США и протягивается от о. Лонг-Айленд до южной оконечности п-ова Флорида.

Область относится к числу наиболее изученных береговых отрезков мира. Это связано прежде всего с огромным экономическим значением Восточного побережья, занимающего ключевое положение в международной и внутренней торговле США [Экономическая география... 1979]. Полоса крупнейших портовых комплексов (Нью-Йорк, Филадельфия, Балтимор, Вашингтон), протягивающаяся сюда от Бостона, играет ведущую роль во многих важных отраслях промышленности. Глубокое расчленение материкового побережья длинными заливами-эстуариями облегчает связь прибрежной полосы с внутренними богатыми ресурсами и высокоразвитыми в промышленном отношении районами. Последние дают целый ряд экспортных потоков (уголь, зерно и т. д.), которые проходят через прибрежную полосу. Большую роль играют также импортные морские переброски (например, железная руда — из Канады и Венесуэлы и др.).

В последние годы крупные портово-промышленные комплексы стали интенсивно развиваться на побережье Флориды, экономика которого ранее базировалась в основном на курортном бизнесе [Экономическая география... 1979].

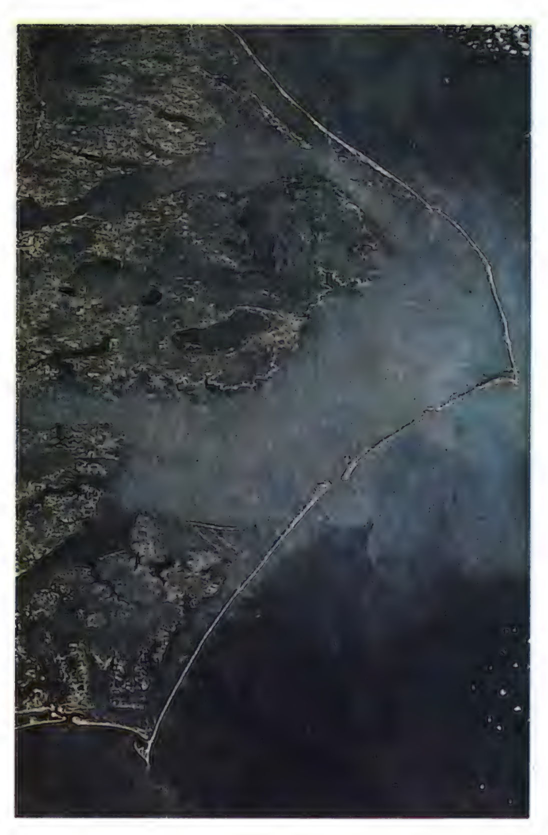
Эти и другие высокоразвитые промышленные районы тесно связаны с океанским побережьем, которое и определило их бурное развитие.

Вдоль Восточного побережья США протягивается относительно плоская, преимущественно аккумулятивная равнина (шир. до 200—300 км), которая полого спускается к широкому континентальному шельфу. В формировании рельефа равнины основную роль играли морской и речной факторы. По геоморфологическим и палеонтологическим данным вдоль всего побережья хорошо прослеживается позднеплейстоценовая (сангамон) береговая линия моря на отметках 8—10 м [Энциклопедия региональной... 1980]. В пределах штатов Южная Каролина и Джорджия палеонтологически подтверждена также раннеплейстоценовая береговая линия на отметке 20 м. Имеются сведения о присутствии здесь и более высокого морского уровня.

По характеру своего внешнего контура Восточное побережье четко делится на три части. В северной части выделяется ряд крупных выпуклых береговых дуг, разделенных глубоко вдающимися в сушу заливами эстуарного типа. Последние формировались в процессе голоценового затопления морем нижних участков крупных речных долин. Таковы заливы Нью-Йорк (долина впадающей в него р. Гудзон частично модифицирована ледником), Делавэр, Чесапикский, Албемарл, Памлико, Ньюс и ряд более мелких. Самым крупным из них является Чесапикский залив, образовавшийся при ингрессии моря в долину р. Саскуиханна на расстояние до 300—350 км от ее прежнего устья [*Игнатьев*. 1965].

Главной морфологической особенностью

У выхода в океан река Гудзон (слева) встречает воды реки Ист-Ривер (справа)



Вид из космоса цепочки барьерных островов вдоль восточного побережья США. В середине снимка — мыс Хаттерас, южнее — остров Окракок, еще южнее — мыс Лукаут. За песчаными барьерами — обширная лагуна Памлико-Саунд с выходящими в нее речными эстуариями

современной береговой зоны области является наличие крупнейшей в мире системы барьерных островов, или островных баров, — цепочки низких и узких полосок песчаной суши, получивших у американцев название «Внешние отмели». На расстоянии примерно 2000 км вдоль Восточного побережья США насчитывается 121 барьерный остров, отделяющий от моря 8510 км^2 лагун с 5810 км^2 приливных маршей внутри их [*Hayden, Dolan*. 1979]. Острова отстоят от суши на 3—30 км, имеют ширину до 2—5 км и длину 10—100 км [*Dolan et al*. 1980].

В пределах отдельных сегментов берега отмечается своеобразный комплекс береговых форм, располагающихся в определенной последовательности [*Kraft et al*. 1978]. Преобладающее перемещение наносов на каждом сегменте направлено к югу вдоль основной цепи барьерных островов. Однако в северной части каждого сегмента превалирует движение наносов к северу, что способствует образованию северных кос различного типа: крючковидных — коса Санди-Хук, петлевидных — м. Генри, простого типа — м. Хенлопен.

В генетическом отношении большинство песчаных аккумулятивных тел в составе барьера являются барами, формировавшимися за счет донного материала в процессе послеледникового подъема уровня моря. Однако особенно быстрый подъем уровня моря в последнее столетие — 0,3 м/100 лет — вызвал размыв и отступание всей системы островов, надвигание ее на соседние лагуны, свидетельством чего служат выходы лагунных илов и торфов с морской стороны барьеров.

Восточное побережье нередко подвергается воздействию сильных тропических штормов (ураганов), вызывающих интенсивный размыв барьерных островов. Однако еще большее влияние на динамику берегов оказывают зимние штормы, приходящие с северо-востока. Ежегодное их число достигает 35—40. Они развивают волну высотой до 5—10 м (в открытом море), штормовой нагон к берегу до 1—2 м и вызывают значительный размыв песчаных островов. Так, шторм 7 марта 1962 г. с высотой волны более 10 м нанес ущерб в 500 млн долл., а шторм 13 февраля 1973 г. привел к значительному размыву берега вдоль всего Восточного побережья — от о. Лонг-Айленд до Майами [*Dolan et al*. 1980]. За последние десятилетия преобладает отступание береговой линии со средней скоростью 1,5 м/год, что является частью общей долговременной тенденции системы барьерных островов к перемещению в сторону суши. Размыву островов в значительной степени способствует общий дефицит наносов в

береговой зоне: их запасы на подводном склоне иссякли в процессе формирования островных баров, а выносы рек оседают в основном в лагунах и заливах за барьерными островами.

Анализ многолетних изменений береговой линии [*Dolan et al.* 1978, 1980], проведенный по аэрофотоснимкам разных лет (начиная с 1930-х годов) вдоль 630-километрового отрезка побережья от пролива Литтл-Эгг (Нью-Джерси) до пролива Бофорт (Северная Каролина), показал, что острова с более южной экспозицией (например, участок м. Хаттерас — м. Лукаут) имеют меньшую скорость размыва и даже на ограниченных отрезках — наращивание берега. Прирост берега или сравнительно низкие скорости абразии характерны также для хорошо развитых и освоенных районов, таких, как Вирджиния-Бич (размыв — 0,4 м/год), Уэллопс-Айленд (размыв — 0,1 м/год), южный сектор Ошен-Сити (аккумуляция — 1,5 м/год) и Атлантик-Сити (аккумуляция — 0,8 м/год), где буны, молы и искусственная подпитка пляжа поддерживают относительную стабильность берега. 15 не достигших зрелой стадии развития островов вдоль побережья Вирджинии отличаются исключительно высокой скоростью размыва (более 10 м/год).

Основными процессами на барьерных островах являются дюнообразование, перехлестывание волн через барьер и развитие приливных проток. В северной части побережья острова имеют широкие и почти непрерывные гряды береговых дюн, которые являются здесь главным элементом рельефа и достигают высоты 6—15 и даже 30 м (например, гряда Жокея в Северной Каролине). Дюны близко подступают к пляжу и лишь в редких случаях прорваны волнами.

В южной части побережья острова низкие, широкие, с выположенной поверхностью, легко перехлестываемые волнами и разделенные многочисленными протоками-проливами. Местами здесь развита система низких (не более 4—5 м, редко до 9 м), неправильных и прерывистых дюн. Поступающие на поверхность островов в процессе перехлестывания волнами массы песчаного материала очень быстро в условиях теплого климата осваиваются травянистой растительностью и слабо участвуют в эоловых процессах. Побережье штатов Делавэр и Мэриленд характеризуется наличием промежуточного типа барьерных островов [*Godfrey*. 1977].

Американские исследователи придают большое значение защитной роли дюнных гряд, рассматривая их в качестве своеобразного буфера [*Pilkey, Neal.* 1981]. Волны тратят энергию на размыв этих гряд, и тем самым оттягивается разрушение внутренних частей острова и находящихся там построек. Чем шире дюны, тем дольше эти постройки находятся в безопасности. Здесь с большим вниманием относятся к состоянию береговых дюн и даже восстанавливают дюнные гряды искусственным путем в наиболее угрожаемых и важных в хозяйственном отношении местах, как это сделано, например, на о. Ассатиг (штат Мэриленд).

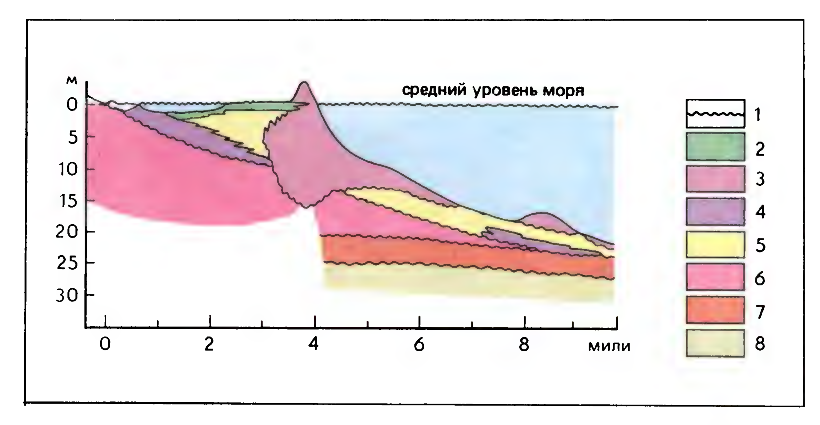
Несмотря на значительную динамичность барьерной системы, ее острова интенсивно осваиваются человеком, многие из них соединены с материковой сушей мостами и используются под крупные городские застройки. Опасность разрушения штормами не останавливает их освоения. Так, в поселке Нэгс-Хед (штат Северная Каролина) после шторма 1962 г. осталось 869 построек на площади в 500 га, а сейчас в той же самой опасной зоне располагается более 1304 строений [*Dolan et al.* 1980].

По официальным данным (из того же источника), из 282 барьерных островов (с учетом Южного побережья США) примерно 70 урбанизированы (включая Атлантик-Сити, Ошен-Сити, Вирджиния-Бич, Райтсвилл-Бич, Хилтон-Хед, Джекилл-Айленд, Майами-Бич); около 80 островов отведены под местные рекреационные области или заповедники; 15 из крупнейших барьерных островов приобретены федеральным правительством для организации природных заказников и национальных береговых заповедников; остальные 120 островов находятся в частной собственности и в основном не осваиваются.

Таким образом, воздействие человека на барьерный комплекс весьма значительно и нередко отрицательно сказывается на устойчивости берега. Наиболее ощутимое влияние оказывают [*Pilkey, Neal.* 1981]: 1) дороги, 2) добыча песка для строительных целей (например, в Сев. Каролине разрешено удалять фронтальные дюны), 3) преобразование территории, 4) удаление растительности, 5) береговые гидротехнические сооружения, 6) вос-

Атлантик-Сити — самый крупный курортный город американского штата Нью-Джерси — принимает до 16 млн отдыхающих в год. Основанный более 130 лет назад, город был построен на песчаном барьерном острове, укрепленном против натиска волн деревянными сваями. На фото за куполами и крышами прибрежных отелей видна полоса лагуны с зелеными маршами

Один из первых приморских курортов Северной Каролины (США) — Нэгс-Хед (начал действовать как место отдыха с 1830-х годов) — располагается на низком песчаном барьерном острове. Постройки находятся в опасной близости от заплеска океанских волн



Схематический геологический разрез через барьерный остров Сидер-Бич в средней части побережья острова Лонг-Айленд [*Rampino, Sanders*. 1980]. 1 — контакты размыва, 2 — маршевый торф, 3 — голоценовые пески барьерного острова и подводного склона, 4 — голоценовые лагунные илы, 5 — голоценовые пески в тыловой части барьерного острова, 6 — флювиогляциальные пески и гравий висконсинского возраста, 7 — верхнеплейстоценовые лагунные иловатые глины и пески, 8 — верхнемеловые глауконитовые пески и глины

становление пляжей путем сгребания песка вверх с подводного склона (например, в Ошен-Сити).

О. Лонг-Айленд. Океаническое побережье о. Лонг-Айленд является первым в числе своеобразных выпуклых сегментов северной половины Восточной области. Поверхность острова полого наклонена в сторону океана. Вдоль южного берега протягивается узкая песчаная пересыпь — самое северное звено в цепи барьерных островов. Почти непрерывная полоса мелководных, обычно менее 2 м глубиной, лагун окаймлена приливными осушками и маршами, на которых скорость аккумуляции составляет 2,5, а максимальная достигает 4,7 мм/год [*Flessa et al*. 1977].

Ширина барьерных островов, отделяющих лагуны от моря, колеблется от 0,4 до 2 км, а высота — 10 м. Сложены острова трансгрессивной толщей голоценовых осадков. Преобладающее вдольбереговое перемещение наносов направлено с востока на запад, что обеспечивает постоянный рост барьерных островов в этом направлении. Так, о. Джонс-Бич за период 1913—1942 гг. вырос к западу на 2,7 км, а после размыва сильным штормом он вновь удлинился на 0,9 км в течение 1942—1953 гг. [*Shepard, Wanless*. 1971]. В западном направлении также происходит активная миграция приливных проток. Близость этого района к крупнейшему городу США — Нью-Йорку обусловливает широкое использование барьерных островов в рекреационных целях.

Побережье Нью-Джерси, ограниченное заливами Гудзон и Делавэр, является вторым сегментом общей барьерной системы. Барьерные о-ва окаймляют почти все это побережье, за исключением небольшого участка на севере (южнее косы Санди-Хук), где абрадируется край прибрежной равнины. Как правило, барьерные острова осложнены грядой береговых дюн, однако местами (особенно в южной половине района) дюны полностью разрушены природными процессами и деятельностью человека.

Северный абразионный участок длиной около 30 км служит одним из основных источников питания современного вдольберегового потока наносов, который испытывает на этом участке дивергенцию. Большая часть наносов движется к северу и участвует в развитии косы Санди-Хук; меньшая часть абразионного материала перемещается к югу.

Основной береговой проблемой этого побережья является современный размыв морских аккумулятивных форм (островных баров). Кроме общепланетарных причин (главным образом подъем уровня моря) размыву способствуют и региональные факторы, и прежде всего благоприятная экспозиция побережья по отношению к наиболее мощным северо-восточным зимним штормам.

Коса Санди-Хук, несмотря на продолжающееся выдвижение в Гудзонов залив, испытывает местами сильный размыв. На прикорневом участке косы скорость размыва с 1953 г. составляла 10 м/год, а в 70-х годах возросла до 23 м/год [*Allen*. 1981]. Активное отступание береговой линии создает реальную угрозу прорыва этой узкой прикорневой части косы, как это уже случалось в прошлом (например, в 1840 г.).

Основной причиной современного интенсивного размыва является дифицит наносов в береговой зоне корневого участка косы [*Nordstrom, Allen*. 1980; *Allen*. 1981]. Потенциальная емкость вдольберегового потока наносов, определяемая параметрами волн, течений и ветров, возросла в последние годы до 460 тыс. м^3/год. Однако лишь часть ее (19 тыс. м^3) компенсируется наносами, поступающими сюда с юга от абразионных участков. Таким образом, на отрезке берега длиной 7650 м дефицит наносов составляет примерно 270 тыс. м^3 в год. Более слабый (до 3,2—3,6 м/год), но постоянный размыв берега отмечается также и со стороны залива.

Располагаясь вблизи высокоурбанизированной прибрежной зоны, коса Санди-Хук активно используется в рекреационных целях, поэтому потеря ценных широких пляжей ставит остро задачу защиты берега от размыва. Подсчитано, что для восстановления пляжа путем искусственной подпитки на наиболее угрожаемом корневом участке косы потребуется 1,5 млн м^3 песка. Предлагаемый источник этого материала — подводный склон, и особенно грунт, вынутый во время чистки фарватеров севернее косы.

Весьма динамичной является также южная часть побережья Нью-Джерси. Сравнительный анализ [*Dolan et al*. 1978] аэрофотоматериалов за период 1930—1971 гг. на отрезке берега длиной 90 км свидетельствует о значительных здесь береговых изменениях. Сред-

Распределение береговых дюн на побережье штата Нью-Джерси (США) [*Nordstrom et al.* 1978]

Дюны: Н — низкие, СУ — средние узкие, СШ — средние широкие, ВУ — высокие узкие, ВШ — высокие широкие

няя скорость отступания береговой линии оценена примерно в 1 м/год, хотя она существенно меняется на отдельных барьерных островах: от 0,7 м/год на участке Стон-Харбор — Авалон до более 5 м/год севернее города Бригантайн; местами наблюдается устойчивое наращивание берега (в основном на участках инженерной защиты). Например, в районе города Ошен-Сити (берегозащитные работы ведутся с 1930 г.) благодаря мощной системе бун произошло выдвижение берега на 26 м со средней скоростью 0,6 м/год.

Берег между мысами Хенлопен и Чарльз. Береговой сегмент, ограниченный заливами Делавэр и Чесапикский, характеризуется теми же общими чертами, которые присущи всему лагунному побережью США, и прежде всего интенсивным размывом барьерных островов. Примером может служить отрезок, примыкающий к заливу Делавэр и располагающийся в пределах одноименного штата. Долговременная результирующая составляющая вдольберегового транспорта наносов направлена здесь к северу, и мощность потока наносов оценивается в 266 тыс. м³/год.

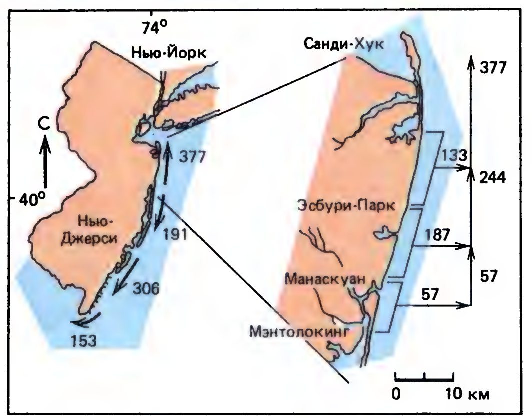
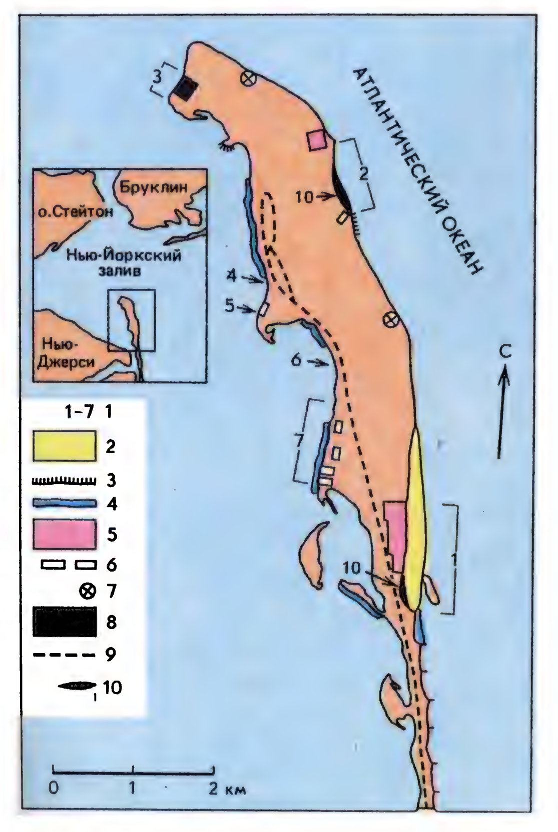
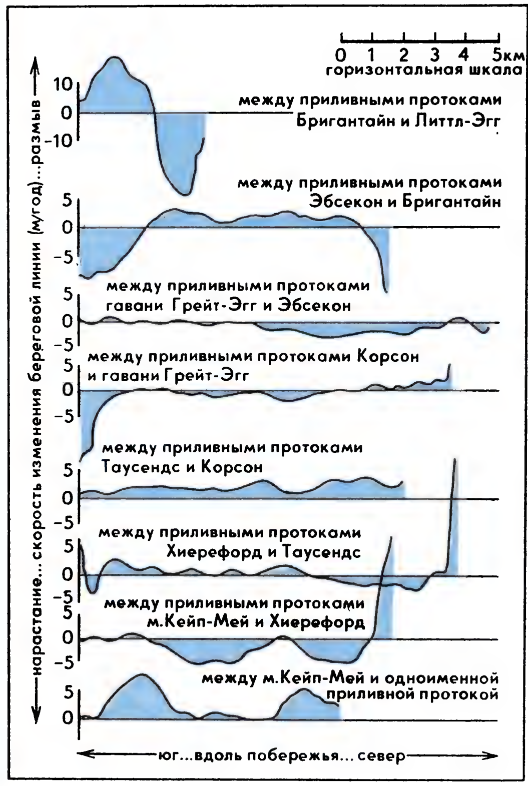


Схема вдольберегового транспорта наносов на побережье Нью-Джерси (США) [*Allen*. 1981]. Цифры показывают скорости перемещения наносов в тыс. м³/год

Большая часть этого материала поступает к мысу Хенлопен — активной северной косе, выдвигающейся за последние 150 лет в залив пенно возрастала приблизительно от 5 м/год в XVIII столетии до 30 м/год в настоящее время [*Kraft et al.* 1979].



Коса Санди-Хук и ее размываемые участки [*Nordstrom, Allen.* 1980]. 1 (1—7) — участки размыва берега, 2 — участки предполагаемого искусственного восстановления пляжей, 3 — буны, 4 — морские стенки, 5 — участки удобного использования пляжей в рекреационных целях, 6 — исторические военные сооружения, 7 — гнездовья птиц, 8 — свалка мусора, 9 — подъездная дорога, 10 — подпитка пляжа.



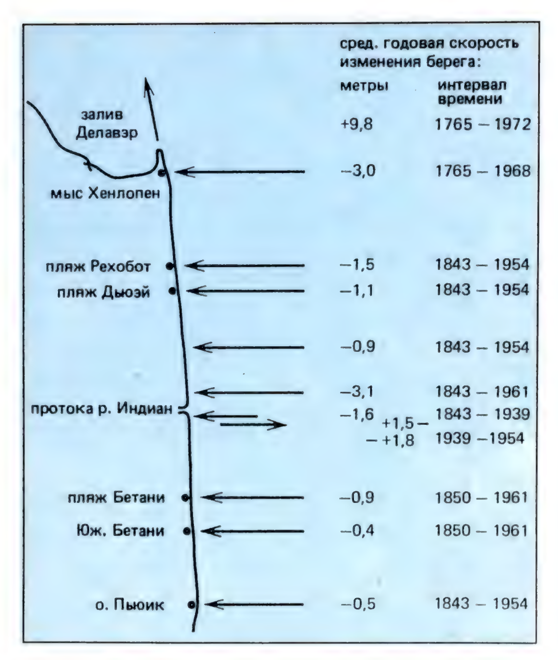
Динамика берега в южной части побережья штата Нью-Джерси (США) [*Dolan et al.* 1978]

Однако с океанской стороны коса подвергается размыву с постоянной скоростью 3 м/год.

Более южные участки также испытывают продолжительный размыв с различными ско-

Основные динамические параметры берега	*Участки* 1-й	2-й	3-й	4-й и 5-й	6-й и 7-й
Высота волны разбивания (м)	0,82	0,58	0,21	0,18	0,10
Скорость осадочного транспорта (м/год) — 1953—1976 гг.	379 000	306 000	16 000	18 000	8 000
Средняя ширина надводной части пляжа (от уреза до дюны), зимние условия (м)	12,0	25,6	6,4	3,0	3,2
Скорость изменения берега (м/год) — 1943—1972 гг.	−5,3	1,1	−0,7	−3,2	−3,6

Делавэр со средней скоростью около 10 м/год; при этом скорость роста косы посте- ростями и надвигание баров на соседние лагуны. Этот процесс хорошо виден на схематич-



Средняя скорость абразии берега в пределах штата Делавэр (США) [*Kraft et al.* 1979]

ных поперечных разрезах типичных участков побережья. Размыв песчаных пересыпей значительно усиливается на участках возведения гидротехнических сооружений. Так, строительство молов в устье приливной протоки р. Индиан преградило путь вдольбереговому потоку наносов, и с северной стороны молов в течение 50 лет береговая линия отступала с постоянной скоростью 0,9 м/год [*Pilkey, Howard et al.* 1981].

Серия бун, построенных для защиты пляжей у Рехобот-Бич и Бетани-Бич, снизила абразию этих участков, но перехват большей части наносов повлек за собой усиление размыва соседних участков берега [*Kraft, Carey*. 1979].

Аналогичное явление отмечается южнее, на о. Ассатиг (штат Мэриленд): наибольший размыв (скорость 12 м/год) наблюдается здесь в пределах северных 6 км, так как вдольбереговое перемещение наносов, которое на этом участке направлено с севера на юг, было ограничено сооружением в 1934 г. молов в устье пролива Ошен-Сити [*Dolan et al.* 1977; *Hayden et al.* 1980]. Активная аккумуляция наносов характерна только для южного окончания острова, где растет крючковидная коса со скоростью 6,5 км в столетие [*Rice, Leatherman*. 1983]. Эта коса перехватывает основной объем движущихся к югу наносов, что способствует размыву и отступанию (за последние 122 года — на 2,4 км) более южной группы островов.

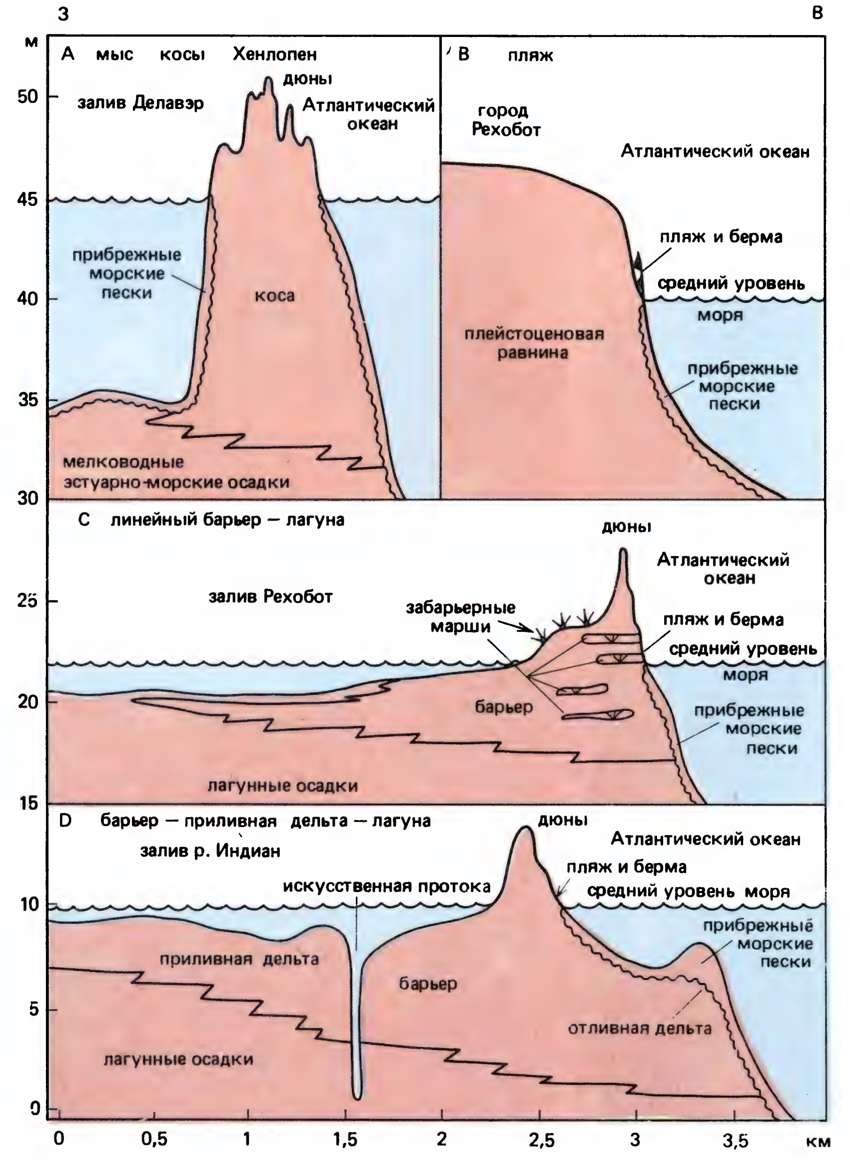
Другие участки о. Ассатиг также подвергаются размыву со средней скоростью 0,2 м/год. При перехлестывании волн через бар происходит переброс в тыловую часть бара до 20—30 м^3 песка на 1 пог. м ширины прорыва в береговых дюнах [*Leatherman et al.* 1977]. В южной части всего берегового сегмента процесс размыва продвинулся еще дальше и привел к формированию многих приливных проток через острова.

Размыв характерен также для берегов заливов, особенно Делавэр, где большое значение в динамике берега имеют приливы. В развитии приливных маршей отмечается тесная связь с интенсификацией деятельности человека. После начала активных сельскохозяйственных работ около 1650 г. резко возросла эрозия почв и вынос наносов реками в эстуарии, в результате чего здесь усилились процессы аккумуляции и расширения маршей. Современные марши на 0,9 м выше старых, что свидетельствует о подъеме уровня моря за последние 325 лет со скоростью 0,28 м в столетие.

Воздействие человека на эволюцию маршей продолжается и в настоящее время. Например, интенсивное городское строительство в бассейне р. Патаксент вызвало в 1968—1969 гг. увеличение твердого стока реки в 2—4 раза [*Roberts, Pierce*. 1976]. Большая часть вынесенного рекой материала концентрировалась в верхних 50 км этого небольшого эстуария, где скорость седиментации составила 7,45 г/см^2/год.

Усиление размыва берегов также связано с хозяйственной деятельностью человека непосредственно в береговой зоне заливов Делавэр и Чесапикского. Так, строительство волноломов в гавани Льюис (юг залива Делавэр) отрезало соседние пляжи от источника питания наносами и привело к их сильному размыву [*Kraft, Carey*. 1976—79]. Система бун и неоднократное рефулирование песка для заполнения межбунных пространств защитили небольшую деревню Броадкилл-Бич от размыва, однако прилегающие отрезки берега продолжали активно разрушаться волнами.

В последние годы в заливах получил широкое развитие маломерный флот различного назначения (рыболовный, спортивный, прогулочный). Интенсивное использование судов требует строительства гаваней и благоустроенных стоянок, что непосредственно



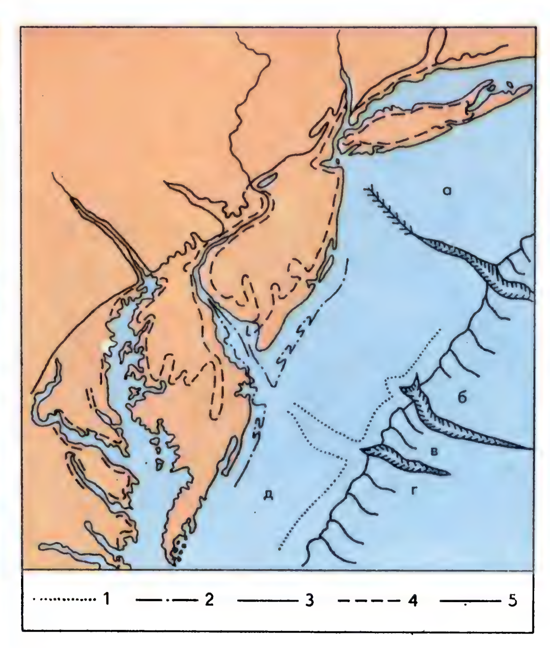
Строение отдельных участков океанского побережья штата Делавэр (США) [*Kraft et al.* 1979]. Разновидности береговой обстановки: A — мыс косы Хенлопен, B — пляж — высокая плейстоценовая равнина, C — линейный бар — лагуна, D — бар — приливная дельта — лагуна

сказывается на развитии береговой зоны. Результаты анализа показали, что 9 главных отвершков Чесапикского залива перенасыщены судами (4 из них более чем в 2 раза) [*Chaney*. 1978].

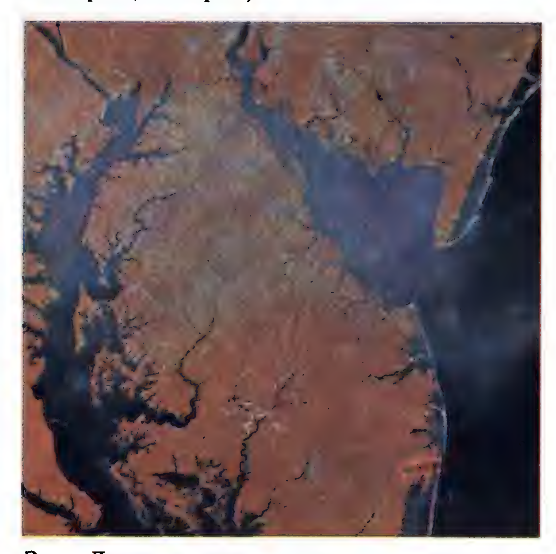
Суммируя многие геологические данные и анализируя колебание уровня моря в прошлом и в настоящее время, Дж. Крафт дает схему гипотетического изменения береговой линии всего этого побережья в далеком будущем. По схеме видно, что при сохранении современных физико-географических тенденций через 75 тыс. лет береговая линия может выйти за вершины крупных заливов — эстуариев, и тогда вся прибрежная равнина будет затоплена водами Атлантического океана.

От м. Генри до м. Хаттерас. Этот отрезок берега завершает серию выпуклых береговых сегментов Восточной береговой области. В районе развиты широкие эстуарии — Албемарл, Памлико, Ньюс, громадные лагунные акватории, среди которых Памлико-Саунд, достигающая в ширину более 50 км, — самая крупная на побережье США, и бар шириной 0,5—5 км. Последний осложнен грядой береговых дюн (высота 5—15 м) и прорван лишь

Изменения береговой линии в заливе Делавэр за период 1848—1972 гг. [*Kraft, Carey*. 1976—1979]. Ориентировка стрелок показывает направление смещения береговой линии (размыв или нарастание берега)



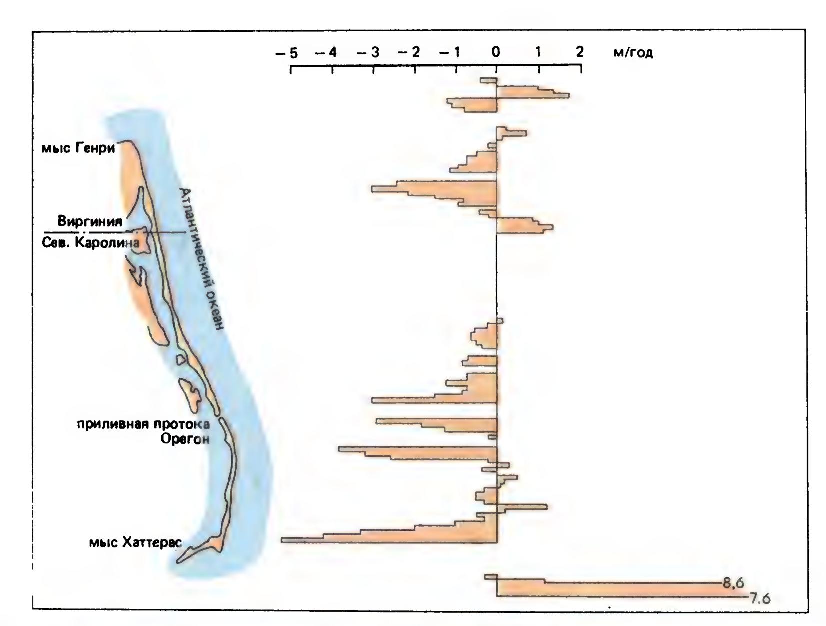
Береговая линия северной части Восточного побережья США в прошлом, настоящем и будущем [*Kraft, Carey*. 1976—1979].
1—12 тыс. лет назад; 2—6—6,5 тыс. лет назад; 3 — современное положение; 4 — через 10 тыс. лет; 5 — через 75 тыс. лет



Залив Делавэр с прилегающими участками Атлантического побережья США и песчаными барьерами вдоль них (снимок с ИСЗ «Ландсат»)

одной постоянной крупной протокой — Орегон. Вдоль этого побережья имеются различного рода гидротехнические сооружения, которые способствуют изменению береговой линии. Сравнение исторических карт [*Everts, Gibson*. 1982] позволило рассчитать скорость этого изменения за последние 130 лет. Оказалось, что океанский берег испытывает преимущественный размыв и отступание к западу со средней скоростью 0,8 м/год. Маршевый лагунный берег сменил тенденцию своего развития от нарастания в 1852—1917 гг. к размыву в 1917—1980 гг. со средней скоростью 0,1 м/год. Размыв бара с обеих сторон (океанской и лагунной) привел к сокращению его ширины на 0,9 м/год.

Наиболее выступающий в море аккумулятивный м. Хаттерас отстоит от материкового берега более чем на 50 км. У м. Хаттерас за счет преобладающего на этом участке поступления наносов с севера активно развивается небольшая коса, рост и изменения которой прослежены с 1852 г. [*Shepard, Wanless*. 1971]. Коса подвергается воздействию волнений разных направлений и под их влиянием отклоняется в ту или иную сторону. Источником питания косы служит размыв барьерного острова примерно в 6,4 км севернее ее, в окрестностях Бакстона. Угроза разрушения жилых построек и потери ценных участков аккумулятивного берега потребовала проведения срочных защитных мероприятий. Применявшиеся способы консервации берега (буны, облицовка пакетами с песком) не были эффективны [*Fisher, Felder*. 1977]. В 1973 г. был осуществлен проект искусственного питания пляжа. Песчаный материал для этих работ перекачивался обратно с южной косы, сброс на размываемом участке проводился чуть выше линии среднего уровня прилива.



Скорости изменения океанского берега барьерных островов на участке мыс Генри (Виргиния) — мыс Хаттерас (Сев. Каролина) за период 1850—1980 гг. [*Everts, Gibson.* 1982]

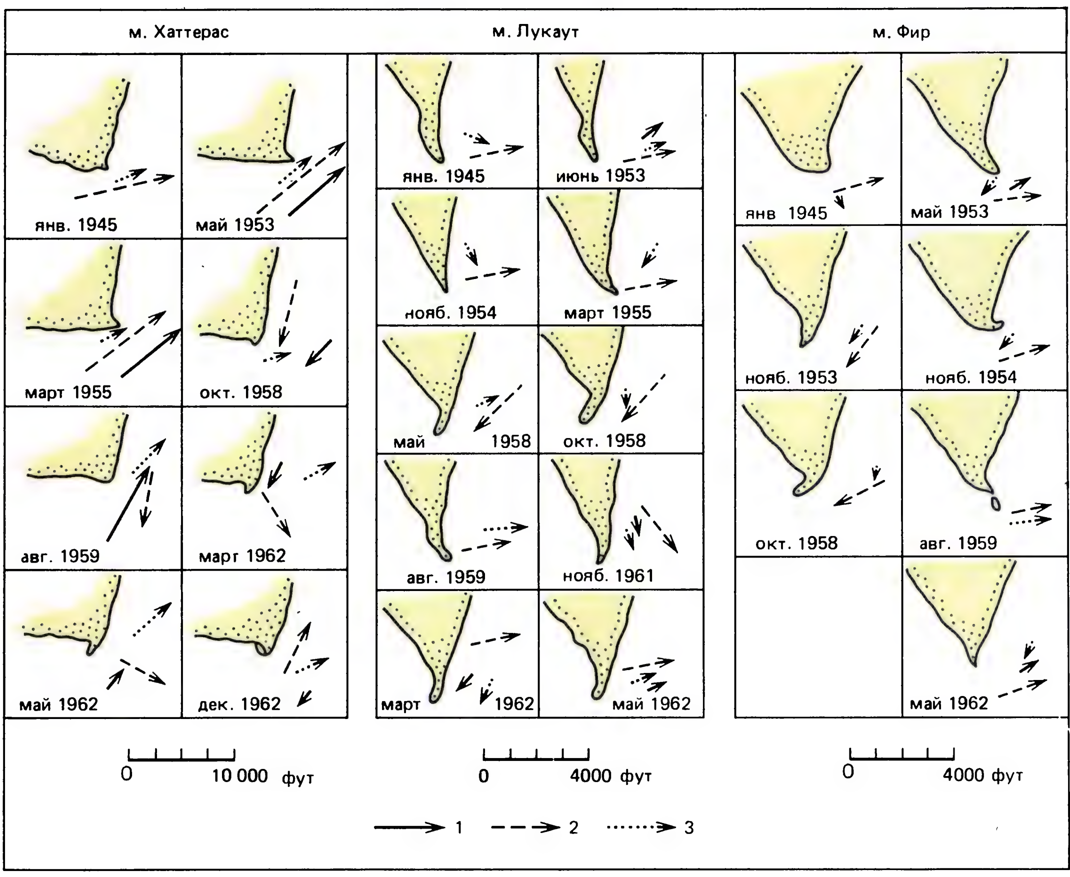
Аккумулятивный мыс Хаттерас (США)

Полузанесенные песком остатки шхуны, затонувшей в 1921 г. на отмелях близ Нэгс-Хед — на барьерном острове севернее мыса Хаттерас (США)

Всего на отрезке берега длиной 2,4 км было сброшено около 956 тыс. м^3 наносов. Из них в субаэральной зоне пляжа отложилось 494 442 м^3, остальная часть аккумулировалась ниже уровня моря. Через 18 месяцев (относительно спокойный период с редкими штормами) после завершения работ на пляже осталось лишь 235 тыс. м^3 (т. е. 51%) песка. Этот объем материала обеспечил достаточно широкий (прирост составил примерно 76 м) пляж, способный гасить энергию волн.

От м. Хаттерас до м. Ромейн протягивается система вогнутых береговых дуг (заливы Рали, Онслоу, Лонг-Бей), опирающихся на аккумулятивные мысы Хаттерас, Лукаут, Фир и Ромейн. Причины образования этих дуг до конца не выяснены.

Почти на всем протяжении этого района тянется цепочка узких островных баров, повторяющих контур береговых дуг. Бар



Изменения кос у южной оконечности мысов Хаттера́с, Лукаут и Фир в зависимости от направления господствующих ветров и течений [*Shepard, Wanless*. 1971]. 1 — господствующий ветер (волнение); 2 — штормовой ветер (волнение); 3 — неприливные течения

прорван примерно 50 постоянными и многими мелкими, возникающими при сильных штормах протоками. Неширокие (0,5—4,5 км) лагуны позади бара в значительной степени заполнены маршами.

В целом преобладает размыв барьерных островов со средней скоростью 0,27 м/год [*Shepard, Wanless*. 1971]. Наибольший размыв приурочен к восточной стороне мысов, где скорости отступания берега иногда достигают 5—6 м/год и более. У Каролины-Бич (севернее м. Фир) в 1965 г. на размываемом участке длиной 4,2 км было сброшено 2×10^6 м^3 песка [*Clayton*. 1980]. Через 2 года потери песка составили 46% и вызвали необходимость повторного выброса песчаного материала в объеме 275 тыс. м^3.

Материал размыва этих участков аккумулируется у южной оконечности мысов, где происходит формирование небольших кос. Слабая аккумуляция со средней скоростью 0,66 м/год отмечается также в вершинах двух северных береговых дуг (Онслоу и Рали).

Единственным участком, где отсутствует барьерный комплекс, являются окрестности Мёртл-Бич в центре южной дуги (залив Лонг-Бей). Здесь на расстояние 45 км протягивается узкий песчаный пляж с грядой береговых дюн в тыловой части общей шириной 0,45—0,5 км. По всей вероятности, песчаный бар в процессе отступания под натиском волн успел причлениться к суше и надвинуться на внешний край низкой прибрежной равнины. Этот процесс продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют выходы пресноводных торфов (возраст 3 тыс. лет), участвующих в строении прибрежной равнины, из-под современных пляжевых накоплений [*Shepard, Wanless*. 1971].

В пределах прибрежной территории на этом участке прослеживается несколько более древних береговых баров с реликтами маршевых равнин за ними. Они состоят из серии береговых валов, к настоящему времени сильно перевеянных, однако очень четко выраженных в рельефе, и сопоставляются по возрасту с межледниковьями примерно 100 тыс. и около 450 тыс. лет назад.

От м. Ромейн до устья р. Сент-Джонс морфология барьерного берега заметно изменя-

ется. Вдоль всего района протягиваются короткие (10—30 км), широкие (3—6 км) островные бары, разделенные глубокими эстуариями наиболее крупных рек.

Эти морфологические особенности объясняются возрастанием здесь роли приливов [*Fitzgerald et al.* 1978] в формировании берега. Величина сизигийного прилива постепенно увеличивается в южном направлении от 1,7 м у северной границы Южной Каролины до 2,6 м у ее южной границы.

Уровень волновой энергии испытывает противоположные изменения. У м. Хаттерас средняя энергия волны открытого моря составляет $7{,}7\times10^{10}$ эрг м·с; у Чарлстона она уменьшается до $5{,}4\times10^{10}$, а у Джексонвилл-Бич — до $4{,}6\times10^{10}$ эрг/м·с. Преобладающее волнение — с северо-востока, что обусловливает основное перемещение наносов вдоль берега к югу.

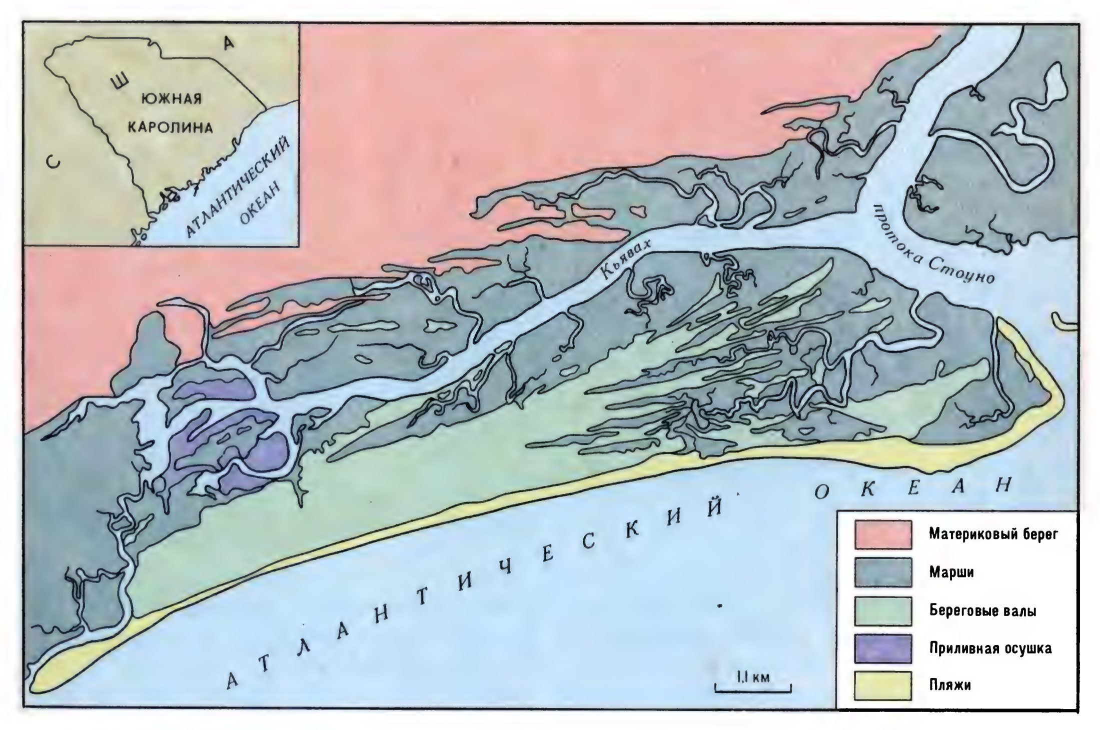
Эти изменения величины прилива и волновой энергии находят геоморфологическое выражение в росте к югу числа и размеров приливных проток через барьерные острова, в расширении приливных осушек и маршей, в увеличении отливных дельт. Многочисленные приливные протоки уменьшают устойчивость барьерных островов и способствуют их размыву, причем величина размыва и ширина лагунных маршей возрастают в южном направлении.

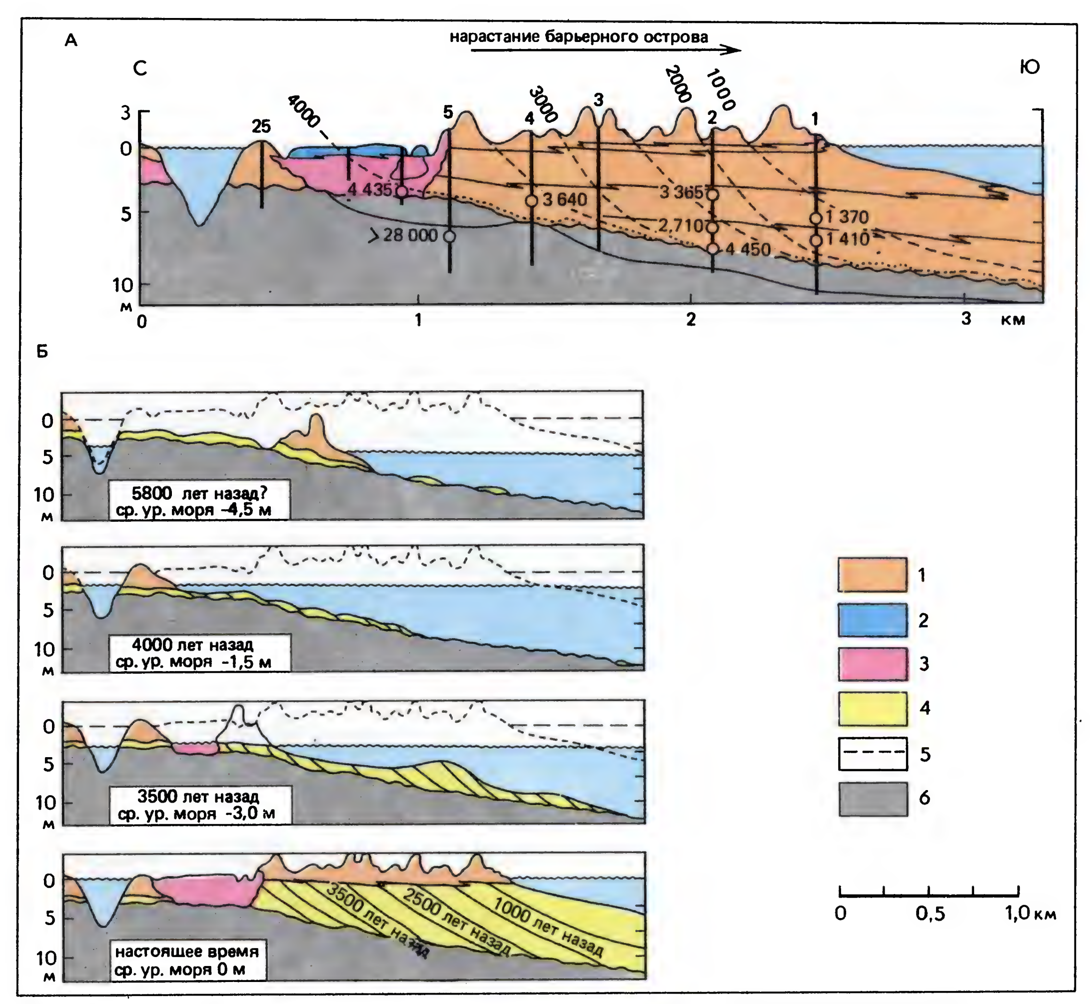
Типичным барьерным островом района является о. Кьявах (штат Южная Каролина) [*Colquhoun.* 1981], который за последние 5—4,5 тыс. лет прошел сложный путь развития от простого островного бара до сложной барьерной формы. В настоящее время остров заметно размывается морем.

На юге района в связи с возрастанием величины приливов большую роль в размыве барьерных островов играет динамика приливо-отливных желобов. Их миграция и эрозия бортов способствуют разрушению барьерного комплекса и внутрилагунных маршей. Общая скорость комплексного размыва местами достигает 7,2 м/год [*Letzsch, Frey.* 1980].

В пределах приморской (нижней) части прибрежной равнины этого района прослеживаются множественные древние барьерные комплексы, протягивающиеся на десятки километров. На юге района кроме голоценовой прослеживается 6 плейстоценовых мор-

Геоморфология острова Кьявах, штат Юж. Каролина [*Colquhaun.* 1981]





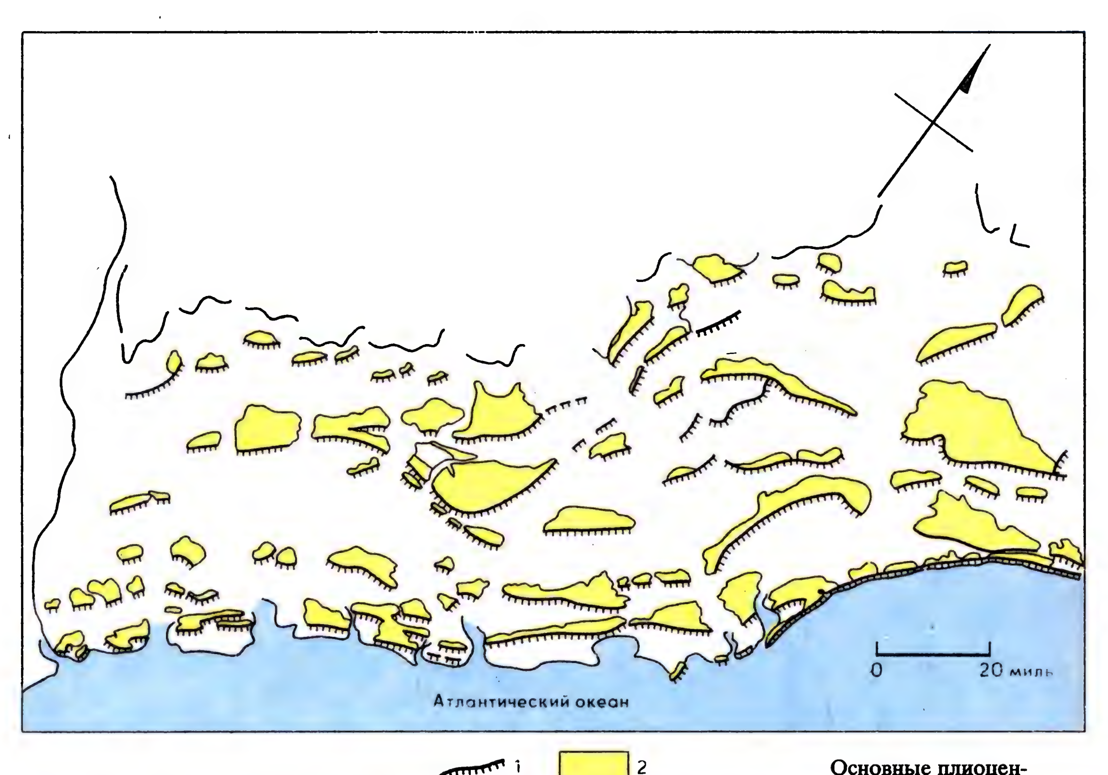
Развитие острова Кьявах (штат Юж. Каролина) [*Colquhoun*. 1981]. А — обобщенный поперечный разрез через среднюю часть острова; Б — стадии развития острова. 1 — первичный бар, 2 — приливные осушки и марши, 3 — реликтовые лагуны, 4 — реликтовые пляжи, 5 — нарастающий барьерный комплекс, 6 — плейстоценовое основание

ских береговых линий, выраженных песчаными барьерными комплексами: Уикомико (высота 29—31 м), Пенхолоуэй (21—23 м), Талбот (12—14 м), Памлико (7,5 м), Принцесса Анна (4 м) и Силвер-Блафф (1,4 м) [*Hails, Hoyt*. 1968]. Три последние относятся к позднему плейстоцену, причем самая молодая имеет (по радиоуглеродным определениям ракуши) средневисконсинский (средневюрмский) возраст.

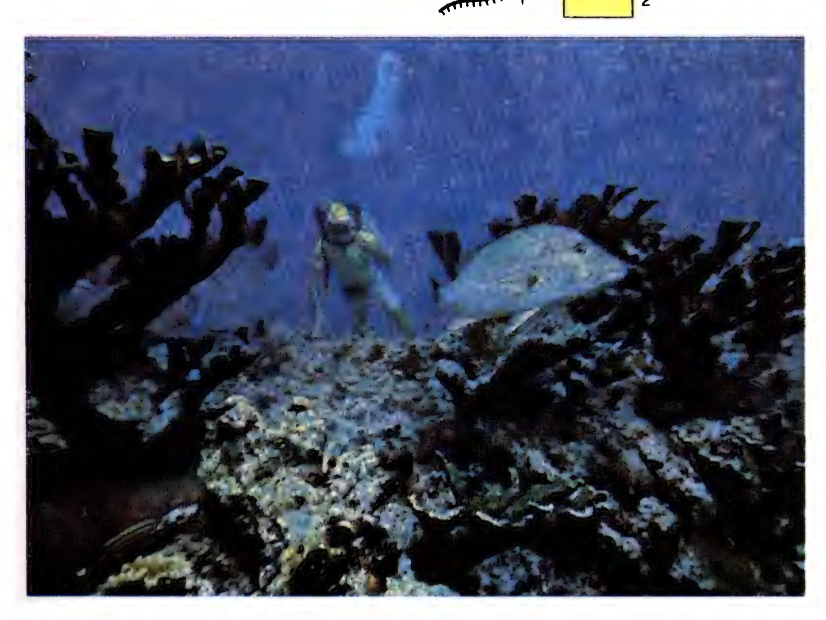
Восточное побережье п-ова Флорида. Южнее устья р. Сент-Джонс на расстояние свыше 800 км протягивается выровненный аккумулятивный берег, сопровождаемый нешироким (0,3—0,9 км) барьерным комплексом. Узкие (около 1,5 км, максимум до 11 км) лагуны в тыловой части барьера почти совершенно заполнены приливными маршами. Ширина лагун несколько возрастает на юге района, где они отделены от моря слабо приподнятыми над его уровнем коралловыми рифами и серией мелких песчано-галечных островков (так называемых «ки», или «кей»).

Единственным нарушением общей прямолинейности восточного берега Флориды является м. Канаверал (Кеннеди) — сложная аккумулятивная форма, развивавшаяся при двустороннем (с севера и юга) питании наносами [*Shepard, Wanless*. 1971]. Эта форма представляет собой аккумулятивный выступ с последовательным и симметричным наращиванием с морской стороны параллельных береговых валов, очень четко сохранившихся в рельефе. Различаются две крупные генерации аккумулятивного выступа.

Примечательно, что выступы формировались у спрямленного аккумулятивного берега, образовавшегося ранее, в период последнего межледниковья, примерно 100 тыс. лет назад. Реликтом этого древнего барьерного



Основные плиоцен-плейстоценовые береговые линии и морские аккумулятивные формы в пределах приморской части Прибрежной равнины Южной Каролины [*Colquhoun*. 1969].
1 — древние береговые уступы, 2 — комплексы морских аккумулятивных форм



Подводный мир в районе Флоридских коралловых островков. Среди кораллов — аквалангист и Dog Snapper (лютианус) — популярный объект для подводной охоты (иногда достигает веса 1,5 кг)

берега является полоса залесенных песчаных гряд с болотистой депрессией (бывшей лагуной) за ними.

Причины образования аккумулятивных выступов у этого древнего выровненного берега полностью не установлены. Предполагают, что здесь сказалось влияние течения Гольфстрим, которое, выходя из Флоридского пролива, направляется к северу и впервые резко отклоняется от берега как раз у

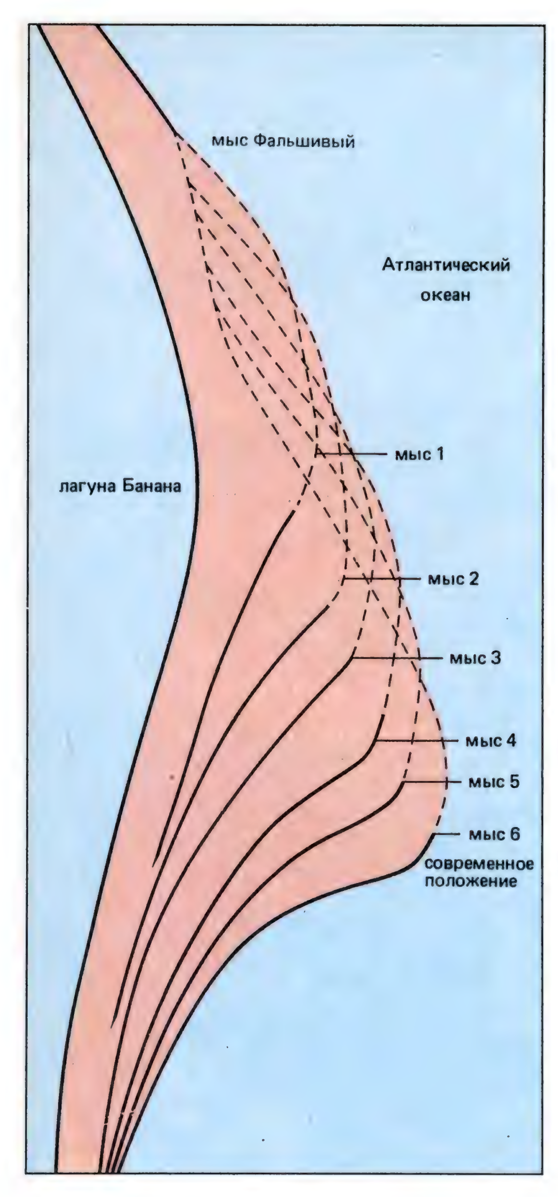


Схема формирования современного мыса Канаверал (Кеннеди) по М. Розальскому [*Shepard. Wanless.* 1971]. 1—6 — стадии развития мыса

м. Канаверал. С этим отклонением связано появление вдольберегового противотечения и развитие вихревой циркуляции воды, что обусловливает подачу песчаного материала к этому участку с обеих сторон [*Там же.* 1971]. Возможно, однако, что устойчивое (унаследованное) формирование аккумулятивных выступов связано со структурными особенностями этого участка (наличие локальной положительной структуры). Примеры такой зависимости известны на многих других побережьях Мирового океана [*Леонтьев.* 1960; *Никифоров.* 1977].

Побережье Флориды не является исключением в общей схеме размыва восточных берегов США. Немаловажную роль в усилении размыва берега играет воздействие человека. Это прежде всего нарушение монолитности берегового барьера путем устройства искусственных прорезей для судоходства. Часть ушедшего в протоки материала оседает в лагунах, а некоторое его количество возвращается с отливными течениями к устью протоки и концентрируется здесь в виде обширных дельт [*Walton.* 1978]. Таким образом, значительные объемы наносов выводятся из вдольберегового потока.

Для поддержания судоходности проток (проливов) через барьер у их морского устья обычно возводятся молы, которые преграждают путь вдольбереговому потоку наносов и вызывают значительный низовой размыв берега. Таково, например, устье протоки Лейк-Уорт близ Майами, где молы были построены в 1918 — 1925 гг. и к 1959 г. обеспечили наращивание берега с северной (наветренной) стороны до 450 м и соответствующий размыв с южной стороны молов [*Bird.* 1976]. Это явление характерно и для других проток, вблизи которых размыв берега усиливается иногда до 3 м/год [*Walton.* 1978].

Пляжи Флориды, в том числе и вдоль ее восточного побережья, являются основой для индустрии туризма. Поэтому состояние и сохранение пляжей — весьма важная проблема этого штата. В качестве наиболее экономичных способов защиты от размыва здесь рассматривается искусственное питание пляжей [*Там же.* 1978], хотя и с его помощью не всегда достигается желаемый эффект. Необходимый материал для пополнения пляжей рефулируется обычно с подводного склона. По имеющимся данным [*Clayton.* 1980], например, при подпитке в 1973—1974 гг. пляжа Юпитер-Бич песок подавался с участка подводного склона в 1 км от берега. Всего было получено 2,6×10⁶ м³ песка, который был размещен на 8 км пляжа. В дальнейшем обновленный пляж действовал как гигантская буна, задерживая вдольбереговой поток наносов своим северным краем и испытывая размыв на юге.

В течение большей части 60—70-х годов у наиболее известного американского курорта Майами-Бич практически не было пляжа [*Pilkey, Howard et al.* 1981]. Построенные ранее для защиты отелей от волн буны и особенно

Майами-Бич (США). Низкий песчаный берег с отелями-гигантами огражден частой «гребенкой» бун, которые, однако, удерживают лишь весьма маломощный пляж

Мангровые островки, «расцвеченные» птицами, у юго-западного побережья полуострова Флорида (национальный парк Эвергл-Эйдс)

морские стенки привели к разрушению первоначальной пляжевой полосы. Засыпка более 20 км искусственного пляжа стоила 64 млн долл.

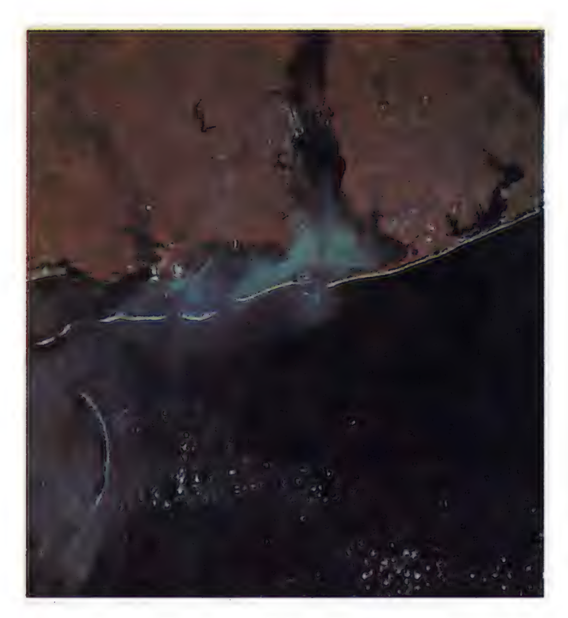
Берега Мексиканского залива

Мексиканский залив почти на всем протяжении окаймлен низкими аккумулятивными берегами. Уровень волновой энергии здесь заметно ниже, чем вдоль океанского побережья, в связи с относительно малыми разгонами западных волнений и наличием барьера — п-ова Флорида — на пути преобладающих восточных ветров. Однако сюда свободно проникают частые ураганы, от которых в особенности страдает северное побережье залива. С одним из самых мощных в нашем столетии ураганов связана гибель в 1900 г. в Галвестоне (штат Техас) 6 тыс. человек [*Dolan et al.* 1980]. Наиболее разрушительный ураган Фредерик (сентябрь 1979 г.), обрушившийся на побережье близ Мобила (штат Алабама), нанес ущерб в сотни миллионов долларов.

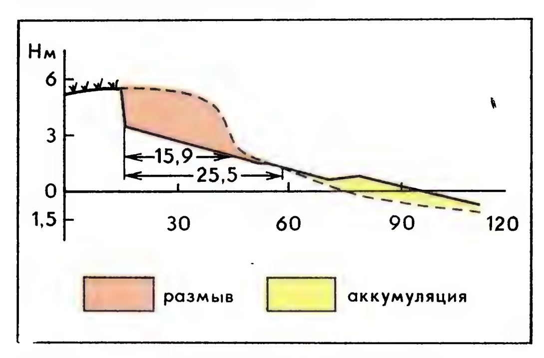
В целом в пределах Мексиканского залива преобладает береговой размыв, и лишь ограниченные участки испытывают выдвижение берега, причем в ряде мест оно прямо или косвенно связано с человеческой деятельностью [*Bird.* 1976].

Основное хозяйственное освоение приурочено к центральному и северо-западному побережьям Мексиканского залива, что связано с большим нефтегазоносным потенциалом этих районов. Интенсивная нефтедобыча определила развитие крупных промышленных центров, располагающихся в полосе между Хьюстоном и Новым Орлеаном. В этой полосе сосредоточен комплекс энергоемких производств — нефтехимия, черная и цветная металлургия, машиностроение и др. [Экономическая география... 1979].

Берег от Флоридского залива до м. Романо. Флоридский залив, располагающийся у южной оконечности Флориды, занимает площадь 1550 км^2 [*Enos, Perkins.* 1979]. Он запол-



Система барьерных островов в районе залива Мобил (Мексиканский залив). Слева внизу видна часть барьерных островов Шанделур, окаймляющих древнюю (погруженную) дельту Миссисипи. Снимок с ИСЗ «Ландсат».



Изменение профиля берега после урагана «Элоиза» (сентябрь 1975 г.) на участке Панама-Сити — Дестин [*Walton*. 1978]

нен многочисленными известково-глинистыми банками и островками, часто осыхающими при отливе и разделяющими залив на ряд впадин. Величина прилива здесь 0,15—0,6 м, большое значение имеют нагонные колебания уровня залива. Несмотря на непрерывный и длительный подъем уровня моря, берег Южной Флориды продвинулся в сторону залива на 8 м. Это произошло за счет активного накопления торфов и морских известковистых глин. Отмечается также постепенное разрастание островков во Флоридском заливе, причем предполагается, что эта тенденция сохранится и в будущем (независимо даже от поведения уровня моря), что приведет в конечном счете к осыханию залива и превращению его в прибрежную равнину с внутренними мангровыми болотами и пресноводными бассейнами, аналогичную современной юго-западной части Флориды.

Юго-западные берега Флориды, располагающиеся в области быстрого тектонического опускания, — низкие, заболоченные, окаймлены широкими осушками, заселенными мангровой растительностью. Русла многочисленных небольших водотоков обусловливают сильное расчленение всей прибрежной территории и ее сложный внешний контур, вдоль которого протягивается комплекс больших и мелких островков — эрозионных останцов, покрытых манграми.

Лишь на единичных участках берег имеет небольшой песчано-ракушечный пляж. Такой пляж сформировался, например, у м. Кейп-Сейбл, где отмечается подъем кровли коренного цоколя, сложенного здесь довольно прочными оолитовыми известняками.

От м. Романо до о-вов Анклот-Кис. Крупный выступ суши в средней части Флориды, сложенный прочными кайнозойскими известняками, является наиболее высоким в пределах западного побережья этого полуострова. Он рассечен несколькими обширными эстуариями (заливы Тампа, Шарлотт-Харбор и др.) и окаймлен цепочкой песчано-ракушечных островных баров. Берега заливов и лагунная сторона островов почти на всем их протяжении покрыты мангровыми зарослями, хотя севернее залива Тампа они значительно разрежены из-за более холодных климатических условий [*Shepard, Wanless*.1971]. Островные бары, сопровождающие это побережье, обычно невелики по размерам, разделены сравнительно широкими протоками.

В настоящее время наносов в береговой зоне явно недостаточно. Дефицит наносов особенно ощущается в береговой зоне северной части района. Однонаправленного потока наносов не существует. Отмечаются небольшие подвижки материала в обе стороны (в зависимости от направления волнения), что отражается, например, в росте кос с обеих сторон входа в залив Тампа.

Дефицит наносов в береговой зоне способствует размыву барьерных островов, особенно на самом выпуклом участке побережья по обе стороны от устья залива Тампа. За период с 1957 по 1973 г. скорость отступания берега на 24-километровом участке близ залива Сарасота составила 0,6 м/год [*Bird.*

1976]. Прирост берега отмечается лишь на весьма ограниченных участках, например после шторма за небольшой прибрежной отмелью на о. Лакоста.

От о-вов Анклот-Кис до устья р. Оклокони протягивается низкий маршевый берег, дренированный многочисленными мелкими водотоками с подтопленными устьями. Марши простираются в глубь суши на расстояние 1,8—18 км [*Shepard, Wanless*. 1971]. Со стороны Мексиканского залива к берегу подходит плоская, со слабыми уклонами поверхность подводного берегового склона, в которую местами врезаны затопленные участки речных долин — продолжение рек Гомосасса, Фенхоллоуэй и др.

Современные водотоки выносят мало осадочного материала. Недостаток песка ограничивает образование пляжей, которые имеют здесь локальное развитие (например, южнее залива Дедмен). В целом для района характерно чередование участков медленного наращивания берега, которые быстро осваиваются растительностью, и участков слабого размыва, в основном во время ураганов [*Bird*. 1976].

От устья р. Оклокони до дельты Миссисипи. У залива Апалачи генеральная ориентировка береговой линии резко меняется от субмеридиональной (характерной для западного побережья п-ова Флорида) к общей широтной, которая сохраняется вплоть до дельты р. Миссисипи. Весь этот отрезок побережья испытывает медленное относительное опускание, морфологическим свидетельством которого являются обширные эстуарии в устьях рек Оклокони, Чоктохатчи, Эскамбия, Йеллоуривер, Тенсо, Мобил и др. Эстуарии постепенно заполняются аллювиальными осадками, а в их вершинах активно развиваются речные дельты. В заливе Мобил общая дельта рек Тенсо и Мобил выдвинулась за период 1890—1960 гг. в среднем на 3,2 км [*Там же. 1976*]. Аналогичный процесс характерен и для других эстуариев.

Весь этот отрезок побережья сопровождается цепочкой песчаных островных баров. Ее крайним восточным элементом является о. Дог, к востоку от которого четко прослеживается подводное продолжение бара в виде обширной песчаной отмели длиной 1,8 км [*Shepard, Wanless*. 1971]. Западным окончанием этой цепочки служит о. Кэт, имеющий своеобразную форму морского якоря.

В расположении островных баров этого побережья отмечается определенная закономерность. В средней части района (между заливами Сент-Джозеф и Мобил) длинные (о. Санта-Роза — до 90 км) и узкие (0,9—1,8 км) острова тесно «прижаты» к материковой суше. Отчленяемые ими лагуны имеют сравнимую с островами ширину, а местами почти полностью исчезают под надвинувшимся баром, проявляясь в рельефе лишь в виде мелких разрозненных озер. На небольшом участке между протокой Филиппс и Мирамар-Бич бар, по-видимому, вплотную подошел к краю суши и был впоследствии размыт волнами, так что в настоящее время абразии здесь подвергается уступ (высота 6—15 м) в доголоценовых песках [*Bird*. 1976]. По краям барьерной цепи острова отстоят от суши на расстояние от 7 км на востоке побережья до 18 км на западе. Значительное сокращение ширины шельфа на среднем участке способствует развитию мощных волн, которые обеспечивают здесь быстрое отступание барьера.

Большую роль в динамике островов играют ураганы. В сентябре 1975 г. ураган «Элоиза», обрушившийся на берег западнее города Панама-Сити, вызвал здесь размыв и отступание гряды дюн (первоначальная выс. — 4,5—6 м) более чем на 22,5 м [*Walton*. 1978], что привело к резкому изменению профиля берега. В августе 1969 г. над западным районом побережья (близ городов Билокси и Галфпорт) прошел один из наиболее сильных ураганов — «Камилла», который сопровождался нагоном воды высотой до 9 м и ветром со скоростью более 360 км/ч [*Shepard, Wanless*. 1971]. Ураган вызвал значительный размыв островных баров. Огромные объемы песчаного материала были оттянуты на подводный склон. Восточный конец о. Шип был полностью уничтожен волнами, а оставшаяся часть была заметно снижена за счет перехлестывания волн через остров.

Процессы размыва характерны также для о-вов Сент-Винсент, Дофин, Сент-Джордж, Дог, для мысов Сан-Блас, Сент-Джордж и др., где скорости отступания берега достигают 1,0—11,2 м/год [*Bird*. 1976]. О. Сент-Винсент состоит из нескольких срезающих друг друга серий параллельных береговых валов, которые свидетельствуют о неодно-

кратной смене за последние 2—3 столетия процессов размыва и аккумуляции на этом участке [*Shepard, Wanless*. 1971; *Bird*. 1976].

Аккумуляция наносов менее широко представлена на этом побережье и характерна в основном для заливов и лагунных акваторий, где местами развиваются косы азовского типа. Отмечается также наращивание в среднем на 60 м за последнее столетие восточной части острова между заливами Пердидо и Пенсакола в результате искусственной подпитки за счет материала вычерпывания входных фарватеров обоих заливов. В целом преобладающее перемещение наносов направлено с востока на запад под влиянием господствующих восточных ветров и волнений, что находит морфологическое выражение в преимущественном росте аккумулятивных форм к западу, например у мысов Лайтхаус, Сан-Блас, в устье заливов Пенсакола, Мобил и др. Однако проявляются и значительные подвижки материала в противоположную сторону, о чем свидетельствует рост кос с обеих сторон устьевых частей заливов.

Дельта Миссисипи и берег до залива Галвестон. Дельтовая равнина Миссисипи относится к величайшим аллювиальным образованиям мира. Общая ее площадь около 32 тыс. км^2. По своему типу она относится к лопастным дельтам и характеризуется чрезвычайно неровным морским краем. Изрезанность внешнего контура дельтовой равнины обусловлена активным ростом приустьевых кос вдоль небольших речных рукавов и образованием мелководных заливов между ними, которые быстро заполняются маршами. Поверхность дельты представляет собой низменную заболоченную равнину со сложной системой речных проток и мощными (высота до 10 м) прирусловыми валами.

Обширная дельта Миссисипи сформировалась за счет неоднократного наложения древних дельт, что привело к аккумуляции здесь тонких осадков огромной мощности. Накоплению осадков способствовало прогибание этого района, обусловленное как тектоническими, так и гравитационными причинами. Река выносит более 75% ила и глины и около 25% очень тонких песков [*Fisk*. 1956], а эти осадки обладают высоким потенциалом уплотнения под нагрузкой вышележащей и быстро растущей толщи речных выносов [*Клиге и др*. 1978]. Наибольшие скорости оседания для района дельты Миссисипи достигают 1,5—4,3 см/год. Чем дальше от дельты, тем меньше темпы накопления наносов и ниже скорость их уплотнения и оседания [*Swanson, Thurlow*. 1973].

Для всего четвертичного периода была характерна неоднократная смена направления основного стока р. Миссисипи и формирование генераций дельты, частично перекрывающих друг друга. Только в голоценовое время река 5 раз меняла направление своего стока, оказывая существенное влияние на распределение осадков вдоль соседних участков побережья юго-западной Луизианы.

Низменная равнина юго-западной Луизианы протягивается вдоль побережья Мексиканского залива от дельты Миссисипи на расстояние до 250 км. Характерными формами ее рельефа являются обширные низкие болотистые участки — марши и чередующиеся с ними узкие реликтовые береговые валы, получившие местное название «чениер» (от французского слова «chêne», означающего «дуб», что соответствует основной растительности на валах), в связи с чем и сама равнина именуется «чениер-плен» [*Леонтьев, Лукьянова*. 1968].

Большинство чениеров расположено в

Чениер-плен юго-западной Луизианы [*Gould, McFarlan*. 1959]

южной половине равнины. Они представляют собой длинные гребни относительной высотой от нескольких десятков сантиметров до 3—4 м и шириной от 30 до 150 м. Они сложены в основном средне- и мелкозернистыми песками и ракушей. Чениер-плен имеет голоценовый возраст и тесно связана с эволюцией дельты р. Миссисипи. Во время обильного поступления аллювиальных осадков побережье чениер-плена быстро наращивалось посредством образования илистых осушек и в ходе их дальнейшего развития — формирования маршей. При сокращении подачи аллювия происходила волновая переработка ранее отложившегося материала, отмывание песчаной фракции и выбрасывание прибоем песка и ракуши со дна на пляж. Самые древние чениеры имеют возраст 3—2,5 тыс. лет, т. е. их образование началось вслед за установлением современного уровня моря [*Gould, McFarlan.* 1959].

По мере развития современной дельты р. Миссисипи, которая оформилась примерно 450 лет назад, дефицит наносов в береговой зоне чениер-плена все более усиливался. Современная дельта сильно выдвинута к внешнему краю шельфа, в результате чего основная масса выносимого рекой материала выбрасывается на большие глубины.

В центральной части чениер-плена отступание берега, которое началось около 500 лет назад, все еще продолжается. Американские исследователи [*Gould, McFarlan.* 1959; *Bernard, Leblanc.* 1965] указывают, что за последние 100 лет эта область отступила под действием волн на расстояние более 240 м. Напротив, в районе м. Малберри и вдоль побережья залива Вермилион в наше время происходит интенсивное образование маршевых осушек со скоростью около 18 м/год. С 1927 по 1951 г. берег продвинулся в сторону моря на 450 м. Это быстрое наращивание берега связано с активизацией деятельности р. Атчафалайи, которая в настоящее время выносит в море около 30% от общего твердого стока р. Миссисипи и впадает в одноименный залив близ восточной границы чениер-плена. Увеличение стока реки и значительное заполнение промежуточных озер привели к формированию новой генерации дельты. К 1976 г. было образовано около 32,5 км^2 новой суши (скорость прироста составила 6,5 км^2/год). Рост новой дельты прекратил отступание берега и вызвал наращивание соседних участков на расстоянии до 97 км к западу.

На промежуточном участке между современной «птичьей лапой» и заливом Атчафалайа морской край дельтовой равнины р. Миссисипи во многих местах размывается, прибрежные острова-бары под натиском волн отступают со скоростью 5—20 м/год. Чтобы прекратить непрерывную миграцию в сторону берега о. Восточный Тимбалир, который закрывает от воздействия волн расположенные за ним нефтедобывающие установки, нефтяные компании попытались в 60-х годах стабилизировать восточную часть острова путем возведения волноотбойной стенки [*Pilkey, Howard et al.* 1981]. Эта половина острова была, таким образом, зафиксирована, тогда как его западная половина продолжала отступать в условиях быстрого сокращения поступления осадочного материала. В результате произошло разделение острова на две половины широкой и глубокой протокой и снижение его защитного действия.

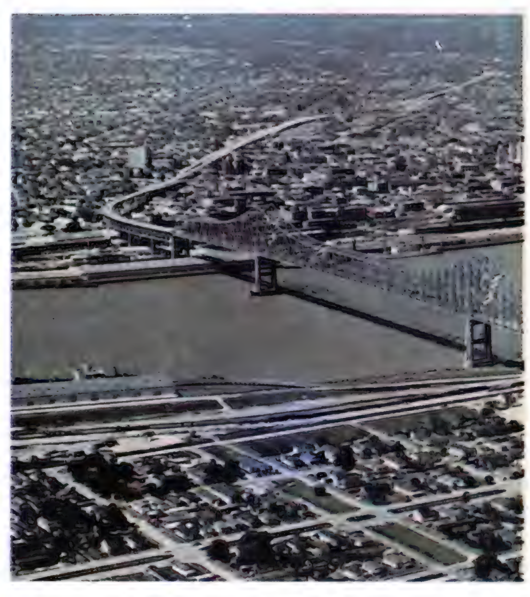
Южная Луизиана имеет свыше 3,2 млн га влажных равнин (в основном марши и заболоченные области), которые интенсивно используются для сельскохозяйственного производства [*Devis, Detro.* 1980]. Поэтому здесь издавна стояла проблема осушения этой постоянно опускающейся территории. Скорости опускания достигли 21,3—45,7 см в столетие, в среднем 10,9 см/100 лет [*Там же.* 1980], а по некоторым данным, еще больше. Так, на южном побережье оз. Калкашу скорость относительного опускания берега по футшточным данным достигала 1,20 см/год с 1954 г. и 1,26 см/год после 1963 г. [*De Laune et al.* 1983]. При этом средняя скорость нарастания маршей в этом районе равнялась в 1954—1963 гг. 1,02 см/год, а в 1963—1977 гг. — 0,67 см/год. Все эти факторы приводят к значительному затоплению низких влажных участков.

Проблема затопления территории стоит перед г. Новый Орлеан, некоторые участки которого (более 285 км^2) располагаются ниже уровня моря и окружены оградительными дамбами высотой до 7,6 м над ур. м. [*Devis, Detro.* 1980].

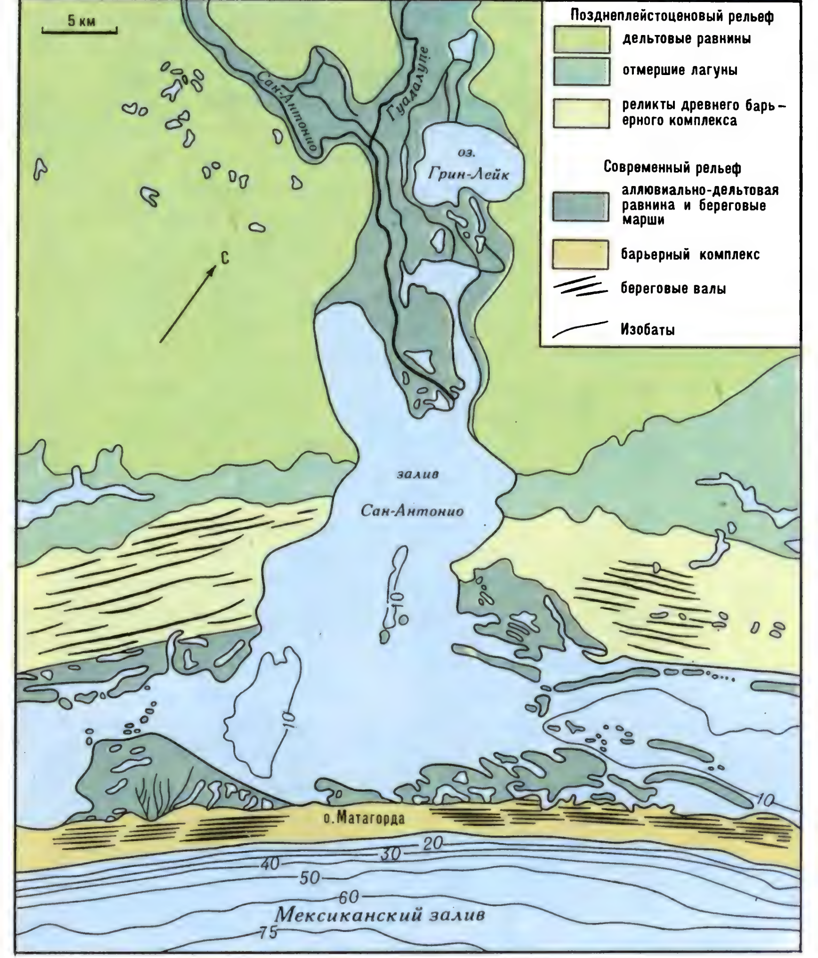
От залива Галвестон до устья р. Туспан протягивается выровненный аккумулятивный берег с серией барьерных островов. При-

брежная равнина имеет лестницу широких морских террас и полого наклонена в сторону Мексиканского залива. Она расчленена густой сетью больших и малых рек, особенно на севере района, в условиях гумидного климата, где ежегодное количество осадков достигает 1125—1250 мм [*Le Blanc, Hodgson.* 1959]. К югу климат становится суше (количество атмосферных осадков около 625 мм/год), что выражается в заметном сокращении речного стока и растительного покрова на песчаных дюнах.

Послеледниковый подъем уровня моря вызвал здесь подтопление речных устьев с



Большой Нью-Орлеанский мост (открыт в 1958 г.) соединяет центр города с его пригородом Олжирс. Оба лежат ниже уровня воды в реке Миссисипи и защищены дамбами и прирусловыми валами



Строение берега у залива Сан-Антонио [*Le Blanc, Hodgson.* 1959]

образованием крупных эстуариев. Некоторые реки (Рио-Гранде, Бразос, Колорадо) заполнили наносами свои эстуарии и выдвинулись непосредственно к Мексиканскому заливу. Остальные эстуарии все еще находятся в стадии заполнения осадками.

Кроме заливов эстуарного типа на побережье широко развиты лагуны, отделенные

от моря песчаными барами. Последние по своему генезису и возрасту аналогичны барам Атлантического побережья США, но отличаются от них большей стабильностью и монолитностью. Они имеют длину от 30 до 200 и более км и поднимаются на 15 м над ур. м. О. Падре и практически связанный с ним о. Мустанг имеют общую длину 234 км и вместе образуют один из величайших барьерных комплексов мира [*Shepard, Wanless.* 1971].

Почти вдоль всего побережья Техаса за современной лагуной прослеживаются реликты позднеплейстоценового барьерного комплекса. В районе залива Сан-Антонио этот барьер достигает высоты 9 м над ур. м. и с тыловой стороны окаймлен заполненной осадками депрессией — бывшей лагуной [*Le Blanc, Hodgson.* 1959]. Таким образом, процесс формирования барьерных островов и на этом побережье повторялся во времени.

Основным фактором развития береговой зоны района является волнение. Волны имеют короткий период (5—7 с) и высоту до 1,5 м [*Lankford.* 1976]. Большую роль в динамике берега играют ураганы, вызывающие быстрое разрушение берега. В 1961 г. во время урагана «Карла» берег п-ова Матагорда отступил сразу на 250 м, хотя впоследствии большая часть этих потерь была восстановлена обычным волнением [*Bird.* 1976]. Вдоль Техасского побережья наносы движутся к северу, а вдоль Мексиканского — к югу, хотя имеются подвижки наносов и противоположных направлений. Объем вдольберегового перемещения наносов у побережья Техаса примерно 15—300 тыс. м^3 / год [*Morton.* 1979].

На развитии береговой зоны сказалось также зарегулирование крупных рек, выносивших ранее терригенный материал непосредственно к Мексиканскому заливу. С. С. Мэтьюсон и Л. Л. Минтер [*Morton.* 1979] подсчитали, что р. Бразос после сооружения плотин в ее долине выносит в береговую зону около 860 тыс. м^3 песчаного материала в год, что составляет всего 30% от объема ее прежних выносов. Именно с сокращением твердого стока реки увязывается недавнее увеличение размыва берега в окрестностях ее дельты. Известно также снижение твердых выносов р. Рио-Гранде более чем на 80% после сооружения в 1955 г. мощной плотины Фалкон.

Для побережья Техаса выделяют [*Morton.* 1979] четыре периода с определенной скоростью изменения береговой линии. В первые два периода (от 1850—1883 до 1930—1937 гг. и от 1930—1937 до 1955—1960 гг.), которые характеризовались почти равновесным состоянием между поступлением и удалением осадков, скорость перемещения береговой линии составляла ± 2 м/год или меньше. После 1955—1960 гг. общая длина размывающихся участков увеличилась с 55 до почти 80%, а скорость потери суши достигла 160 га/год (вместо прежних 10,5 га). В настоящее время 45% техасских берегов размывается со скоростью более 3,5 м/год. Береговые гидротехнические сооружения вызывают локальное проявление самых высоких скоростей изменений берега. Например, с возведением молов и последующей искусственной переброской стока р. Бразос связаны максимальные для этого побережья скорости аккумуляции (+75 м/год) — у нового устья реки и размыва (−55 м/год) соседних участков берега [*Там же.* 1979]. Активная аккумуляция наносов отмечается также с наветренной стороны молов у проливов Арансас и Галвестон, где с 1894 г. берег выдвинулся на 1 км [*Bird.* 1976].

Между устьями рек Туспан и Коацакоалькос. Этот отрезок берега (как и два последующих) целиком располагается в пределах Мексики, изученность побережья которой пока крайне незначительна.

К югу от Туспана прибрежная равнина значительно сужается, а на двух участках — в районе Халапы и у мыса Рока-Портида — к берегу приближаются отроги гор Транс-Мексиканского Вулканического пояса [*Lankford.* 1976]. Шельф вдоль этого отрезка побережья имеет наименьшую ширину — против м. Рока-Портида он не превышает 8—10 км, что обеспечивает сравнительно активное воздействие волн на берег.

В целом район характеризуется чередованием низменных и гористых участков берега. В пределах последних выработаны низкие клифы. У мысов нередко встречаются живущие и отмершие коралловые рифы. Имеется несколько разрозненных лагун, отделенных от моря барьерами разного типа [*Там же.* 1976]: это могут быть гряды молодых вулканических лав (лагуна Сантекомапан), косы у подтопленного устья реки (лагуна Верде), косы и бары в дельтовых областях, ограничи-

вающие култуки, или участки оседания поверхности (за счет уплотнения осадков) у морского края дельты (лагуна Альварадо), или береговые бары (лагуна Гранде).

Характерно, что размыву подвергаются не только высокие участки побережья, но и низкие аккумулятивные берега. Местами, например у Веракруса, уступ размыва выработан в прибрежном поясе параболических дюн. Деревья, которые ранее произрастали здесь на береговых валах, располагаются сейчас в зоне прибоя [*Bird*. 1976]. Локальная аккумуляция обусловлена выносами рек или влиянием гидротехнических сооружений, например, с восточной стороны молов у Альварадо.

От устья р. Коацакоалькос до лагуны Терминос простирается обширная дельтовая равнина, образованная реками Сан-Педро, Грихальва и др., развивающимися в условиях гумидного климата. Равнина сложена серией невысоких (выс. 0,5—2 м, шир. 15—40 м) песчаных валов [*Psuty*. 1966; *Зенкович*. 1972], фиксирующих недавнее последовательное выдвижение края равнины. Валы занимают полосу шириной до 40 км и хорошо прослеживаются по аэрофотоснимкам. Поскольку образование валов зависит от наличия запасов наносов, которые пополняются реками, их развитие приурочено к приустьевым участкам наиболее крупных рек.

Со стороны Мексиканского залива равнина местами окаймлена серией береговых баров, отчленяющих систему лагун между отдельными крупными дельтовыми комплексами. Кроме последовательного наращивания береговых валов близ устьев рек аккумуляция наносов происходит также с наветренной стороны приустьевых молов, например к западу от устья р. Грихальва [*Bird*. 1976]. Активная аккумуляция приурочена к лагунным акваториям. Густая мангровая растительность и обильное поступление в лагуны аллювиального и частично морского (через проливы и при перехлестывании волн) материала вызывают постепенное сокращение площади лагун.

Западный и северный берега п-ова Юкатан. П-ов Юкатан сложен кайнозойскими известняками, мелом и мергелями. Хорошо развитый карстовый рельеф препятствует формированию речной системы. Небольшая речка Чампотон является самой южной в этом районе, но и она протекает по известняковому ложу и практически не выносит твердого материала в береговую зону [*Зенкович*. 1972]. Шельф у этого побережья расширяется до 200 км. Большая его часть имеет исключительно ровную поверхность, покрытую различными известковистыми осадками.

В целом это низменный аккумулятивный берег, прерываемый в единичных местах выходами коренных пород. На участке между Чампотоном и Кампече непосредственно к берегу подходят холмы высотой 30—40 м, сложенные эоценовыми известняками. Из-за отмелости берега западные склоны холмов не имеют следов морского воздействия [*Зенкович*. 1972].

Севернее Кампече, где известняковые холмы отступают от берега, вся прибрежная полоса занята мангровыми болотами шириной более 15 км.

На участках с несколько большими уклонами морского дна, где волнение способно достигать берега, развиты узкие (7—30 м) песчаные пляжи, например на крайнем юго-западе района и вдоль западного «закругления» п-ова Юкатан. Весь северный берег, к которому примыкают не столь отмелые участки шельфа, окаймлен береговым баром, почти полностью надвинутым на соседние лагуны, что свидетельствует о явном отступании берега. Только у восточной оконечности п-ова Юкатан, где взморье вновь становится более отмелым, бары отступают от берега, отчленяя обширные лагуны (шир. более 2—3 км), окаймленные мангровыми болотами. Своеобразные очертания некоторых баров свидетельствуют об отсутствии здесь четко выраженного потока наносов [*Зенкович*. 1972].

Вдоль остальной части северного и вдоль всего западного побережья полуострова продольное перемещение наносов направлено к западу и юго-западу в соответствии с основным направлением системы прибрежных течений.

Раздел 3

КАРИБСКИЕ БЕРЕГА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ

Почти все атлантическое побережье Центральной Америки (за исключением платформенной структуры п-ова Юкатан) располагается в пределах альпийской тектонической зоны, характеризующейся большой сложностью геологической структуры, резкими перепадами высот, интенсивным проявлением сейсмических движений и вулканизма. Основным тектоно-орографическим элементом побережья является Гондурасский глыбовый массив, входящий в состав Центральноамериканского срединного массива — сравнительно устойчивого тектонического «ядра Центральной Америки», где выходят домеловые породы [Энциклопедия региональной... 1980]. Меридиональная система разломов, образующая Гондурасский грабен, протягивается через весь Гондурас примерно параллельно меридиану 88° и делит Гондурасский массив на два неравных по площади блока. Меридиональный разлом ограничивает массив также с востока. Однако основное простирание разрывных дислокаций — широтное.

В рельефе Гондурасский массив выражен залесенным и сильно расчлененным плоскогорьем с высотами более 300 м над ур. м. (до 1000—2000 м в центральной части). Гористый рельеф характерен также для юго-восточной части Карибского побережья, где близ берега проходят вулканические хребты Панамы.

Обширные участки Карибского побережья имеют низменный характер. Наибольшего развития низменности достигают на п-ове Юкатан. Вдоль восточного побережья Гондураса и Никарагуа к берегу подходит широкая (до 100 км) аллювиальная заболоченная равнина, так называемый Москитовый берег. Несколько южнее, в пределах Коста-Рики, располагается прибрежная низменность Сан-Хуан, на месте которой еще недавно (в конце плиоцена) существовал пролив между Тихим и Атлантическим океанами [Страны и народы. Америка. 1981].

Шельф вдоль Карибского побережья Центральной Америки крайне узок. Лишь к востоку от Гондураса и Никарагуа простирается широкий шельфовый выступ Москито — мелководная платформа, осложненная многочисленными коралловыми банками, рифами, островами и песчаными отмелями.

Центральная Америка располагается в тропическом и субэкваториальном климатических поясах. На ее Карибское побережье воздушные массы поступают со стороны восточных акваторий. Перепад температур между холодными и теплыми месяцами составляет всего 3—5°, причем минимальные температуры не бывают ниже +20°.

Северная часть побережья находится под влиянием влажного тропического воздуха, приходящего с северо-восточными пассатами (особенно в летнее время). На восточных и северо-восточных склонах выпадают обильные осадки, годовое количество которых обычно более 2000 мм, а в некоторых районах (например, на низменности Москитового берега) — свыше 4000—5000 мм. Менее влажные условия характерны для побережья Юкатана.

В целом отмечается увеличение количества осадков с севера на юг в среднем от 1500 до 4000 мм/год.

Большую роль в развитии побережья Центральной Америки играют частые ураганы, приходящие со стороны Карибского моря.

Обильные атмосферные осадки и большие перепады высот благоприятствуют развитию бурных и полноводных рек, способных выносить в береговую зону моря значительные объемы терригенного материала, что привело к формированию обширной болотистой равнины вдоль подножия вулканического Никарагуанского нагорья (Москитовый берег). Лишь на побережье п-ова Юкатан поверхностный сток практически отсутствует в связи с широким развитием карста.

Недра центральноамериканских государств богаты разнообразными минеральными ресурсами: здесь имеются месторождения золота, свинцово-цинковых и свинцово-цинково-серебряных руд, сурьмы, небольшие залежи марганцевых руд [Энциклопедия региональной... 1980]. На шельфе вблизи побережий Гондураса и Никарагуа ведется разведка нефти и газа. Однако в экспорте стран Центральной Америки преобладают сельскохозяйственные продукты, и прежде всего бананы, кофе, сахарный тростник, хлопок. С Карибским побережьем связано также достаточно широкое развитие рыболовства и рыбоперерабатывающей промышленности.

Панамский канал с проходящими судами

Особое место в экономических связях центральноамериканских стран занимает Панамский канал. Длина канала по суше 65,2 км, с подходными каналами — 81,6 км, глубина при отливе 12 м. Канал оборудован шестью парными шлюзами, которые поднимают суда почти на 26 м над ур. м. в искусственное оз. Гатун. Пропускная способность канала 35—40 судов в сутки, максимальная — до 48 судов [Эконом. географ. Миров. океана. 1979; Страны и народы. Америка. 1981].

Портовые центры Карибского побережья играют в основном местную и посредническую роль в перевозках нефтепродуктов между портами Южной и Северной Америки.

Карибские берега Центральноамериканского перешейка изучены пока в недостаточной степени.

Восточные берега п-ова Юкатан. С восточной стороны полуострова береговая линия имеет неровные очертания, осложненные открытыми заливами и низкими широкими мысами. Северная часть этого отрезка побережья лишена поверхностного стока в связи с активным развитием карстовых процессов. Небольшие водотоки появляются лишь в районе заливов Эспириту-Санто и Четумаль, а на юге несколько коротких речек стекает со склонов массива Майя.

В районе Пуэрто-Хуарес (север побережья) развит прибрежный пояс древних береговых дюн шириной в несколько сот метров, за которым протягиваются обширные мангровые болота с небольшими озерами лагунного генезиса. Древние дюны местами размываются морем с образованием активных клифов высотой 3—4 м. На отдельных аккумулятивных участках (главным образом за крупными барьерными рифами) к древним дюнам прислонены молодые голоценовые и современные эоловые формы, более четко выраженные в рельефе. Высота их местами достигает 2 м.

Плейстоценовые эолианиты слагают также многочисленные аккумулятивные пересыпи, частично или полностью отчленяющие заливы от моря, и мелкие острова, вытянутые вдоль северной части побережья. Примерами могут служить большая часть пересыпи Кэнкан и о. Мухерес.

Вдоль всего восточного побережья п-ова Юкатан протягивается барьерный коралловый риф, для которого характерны типичные для Карибского моря Acropora Palmata и Acropora Cervicornis.

От Гондурасского залива до м. Камарон берег имеет широтную ориентировку и почти целиком располагается в пределах Гондураса. Здесь близко к морю подступают северные крутые склоны Гондурасского массива. Обильные атмосферные осадки (более 2000 мм/год) питают короткие, но полноводные реки. Низменности, глубоко вклинивающиеся в предгорья, и нижние склоны гор покрыты вечнозелеными влажными тропическими лесами с целым рядом ценных видов деревьев: пальмы, каучуконосы, красное дерево махагони [Страны и народы. Америка. 1981]. Здесь расположена самая богатая в Гондурасе сельскохозяйственная зона с ее центром — г. Сан-Педро-Сула, внешнеторговым портом этой страны г. Пуэрто-Кортес и несколькими небольшими банановыми портами — Прогрессо, Ла-Сейба и Тела.

Вдоль низменных участков берега располагаются мангровые заросли или небольшие песчаные пляжи. Имеется несколько лагун, особенно у выхода рек к морю, и дельтовых выступов берега (например, в устьевой части р. Улуа). На участках выхода к берегу предгорий появляются низкие абразионные уступы. Это побережье знаменито тем, что именно здесь, у м. Гондурас (близ Трухильо), в 1502 г. Х. Колумб впервые высадился на Американский континент.

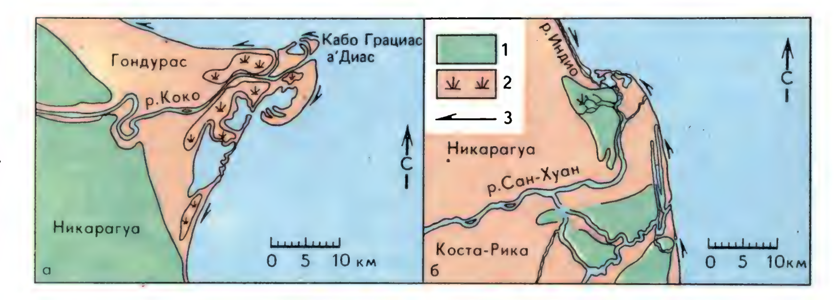
От м. Камарон до города Лимон преобладает субмеридиональная ориентировка берега, и только на крайних южном и северном участках береговая линия имеет юго-восточное простирание. На всем протяжении этого района к морю подходит широкая аллювиальная равнина Москитового берега с плоской заболоченной поверхностью, покрытой густыми тропическими лесами, в которых много ценных древесных пород. Низменность слабо заселена и мало освоена в хозяйственном отношении. Непосредственно вдоль берега тянутся труднодоступные мангровые заросли.

Со стороны моря многие участки берега окаймлены обширными аккумулятивными пересыпями, отчленяющими от моря серию лагун, в которых расположено несколько небольших портов [Страны и народы. Америка. 1981]. Крупнейшая лагуна — Каратаска имеет длину около 80 км.

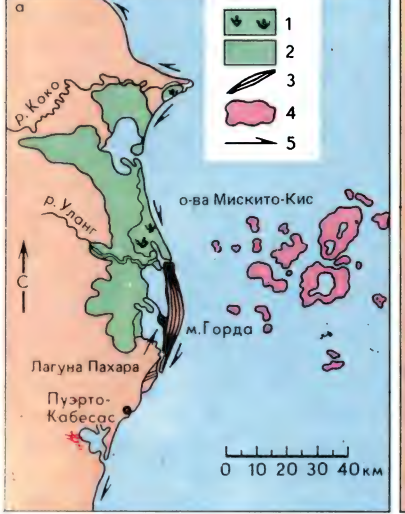
Абразия ограничена небольшим участком (дл. 5—10 км) близ Пуэрто-Кабесас, где в береговом обрыве высотой 10—15 м размываются аллювиальные пески и суглинки, слагающие прибрежную равнину [*Owens, Roberts.* 1979]. Размыву подвергаются также и многие участки барьерных аккумулятивных пересыпей.

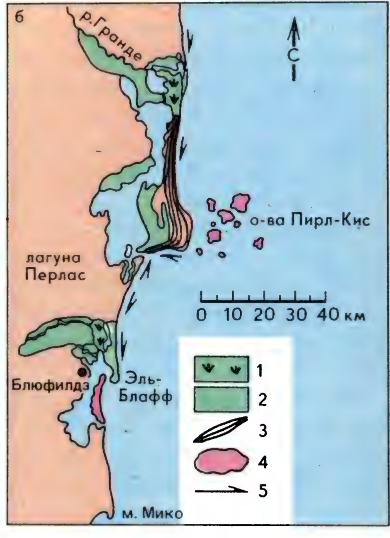
Основным источником наносов в береговой зоне моря являются реки. По разным оценкам американских исследователей [*Там же.* 1979; *Murrey et al.* 1982], шельф этого района получает от речного стока в 15—33 раза больше терригенного материала на единицу длины берега, чем атлантический шельф США. Суммарный объем осадочного материала достигает величины порядка 25—30 млн м³ в год. Поступающий в море терригенный материал концентрируется в основном в узкой (менее 30 км) прибрежной зоне шельфа.

В пределах меридиональной части побережья доминирует вдольбереговое перемещение наносов с севера на юг, что обусловлено воздействием ветровых и волновых течений. Волны подходят к берегу под острым углом и



Обобщенные схемы строения дельт рек Коко (а) и Сан-Хуан — Колорадо (б) [*Owens, Roberts.* 1979]. 1 — марши и болота, 2 — мангры, 3 — направление вдольберегового перемещения наносов





Морфологические схемы аккумулятивных мысов (а) Горда и (б) Перлас [*Owens, Roberts.* 1979]. 1 — мангры, 2 — марши, 3 — береговые валы, 4 — рифы, 5 — направление вдольберегового перемещения наносов

имеют высоту менее 1,5 м в течение 75% года.

На концевых участках района (север и юг) за счет изменения ориентировки береговой линии, а на юге также и под воздействием значительных здесь восточных и юго-восточных ветров и волнений происходит изменение направления вдольберегового перемещения наносов на обратное. Участок дельты р. Коко является зоной дивергенции потоков наносов, а дельта р. Сан-Хуан — зоной их конвергенции.

Строение этих дельт разное. Дельта р. Коко (Сеговия), располагающаяся в северной части района, развивается в условиях мощного речного стока (жидкого и твердого) и ослабленного волнового воздействия (влияние широкого и мелководного шельфа с многочисленными рифами и островами), что привело к формированию типичной клювовидной дельты, активно выдвигающейся в сторону моря.

Дельта р. Сан-Хуан развивается в условиях усиленного влияния волн. Она слабо выдвинута в сторону моря, несмотря на значительный твердый сток реки и конвергенцию вдольбереговых потоков наносов на этом участке. Дельта имеет овальные очертания и ограничена серией морских береговых валов, отклоняющих устья речных рукавов к северу — в сторону доминирующего перемещения наносов.

Изменение уровня волновой энергии при движении с севера на юг отражается также и в морфологии берега между двумя указанными выше дельтами. Севернее м. Перлас преобладают прямые и узкие (~10 м) пляжи, сопровождающиеся единственным подводным валом высотой 1 м. На центральном участке (между мысами Перлас и Моно) пляжи становятся шире и круче, а на подводном склоне появляется прерывистая система подводных валов с «волновым шагом» 50—70 м. На юге района пляжи осложнены крупными фестонами, которые находятся в полном соответствии с системой хорошо развитых серповидных подводных валов с «шагом» до 100—125 м.

Под защитой прибрежных рифов и островков формируются крупные аккумулятивные выступы. Наибольшими из них являются мысы Горда и Перлас. М. Горда развивается в волновой тени за группой мелких островков Москито-Кис и получает питание наносами от р. Уланг и частично от р. Коко. Общий объем поступающих сюда наносов достигает примерно 3—5 млн м^3/год. М. Перлас, растущий за группой о-вов Пирл-Кис, наращивается за счет осадков, поступающих из нескольких крупных речек с твердым стоком до 9—12 млн. м^3/год, что обеспечивает быстрый рост этого мыса. В настоящее время мыс выдвинут на 10 км мористее общей линии берега.

От города Лимон до залива Ураба. Юго-восточнее города Лимон, на расстоянии около 70 км, берег характеризуется чередованием аккумулятивных и абразионных участков [*Battistini, Bergoeing*. 1980]. Аккумулятивные отрезки берега имеют широкий песчаный пляж. В строении абразионного берега участвуют плейстоценовые морские террасы, выработанные в разновозрастных коралловых формациях. Одна терраса поднята на высоту 15—20 м и сформирована в рифогенной структуре, состоящей из коралловой брекчии с включением кораллов в «позиции роста». Другая абразионная терраса располагается на высоте 1,5—3 м над ур. м. и предположительно датируется эемским временем (несколько более 100 тыс. лет назад). С процессами абразии и выщелачивания связано также образование современного бенча, выше которого (на выс. 1,2—2 м) отмечаются местами ниши выщелачивания, соответствующие, вероятно, уровню фландрской трансгрессии.

Южная (большая) часть этого берегового района располагается в пределах Панамы, северный берег которой дренируется 150 короткими речками; за счет выносов последних сформировалась неширокая прибрежная равнина. Наиболее низменным является участок вблизи Панамского канала, где крутосклонные залесенные холмы предгорий вулканического пояса Панамы значительно отступают от Карибского берега. Восточнее Панамского канала береговая линия следует параллельно невысокой вулканической дуге Серрания-дель-Дарьен. Берег здесь характеризуется чередованием низменных аккумулятивных участков и небольших абразионных уступов. Вдоль берега располагаются многочисленные коралловые рифы и островки (например, архипелаг Мулатас), затрудняющие передвижение в прибрежных водах.

Раздел 4
АТЛАНТИЧЕСКИЕ БЕРЕГА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ
Общие сведения о регионе

Для большей части восточного побережья Южной Америки характерен равнинно-плоскогорный рельеф, обусловленный выходом к Атлантическому океану огромной Южно-Американской платформы, в пределах которой располагаются такие крупнейшие выступы фундамента, как Гвианский, Западно-Бразильский и Восточно-Бразильский, образующие в совокупности обширный Гвиано-Бразильский мегащит [*Хаин.* 1971]. Эти устойчивые слабо деформированные структуры разделены крупными наложенными впадинами (синеклизами) — Амазонской, Паранской, Сан-Франсисской, Мараньяо, которые сливаются в обширную зону опусканий. В соответствии с пологими платформенными поднятиями и прогибами для территории к северу от низовьев Параны характерны плато и холмистые плоскогорья высотой обычно менее 500—700 м над ур. м., а также широкие низменные аккумулятивные равнины, занятые долинами Амазонки, Параибы, Сан-Франсиску, Параны и др. Наибольшие высоты приурочены к внутренним частям Гвианского плоскогорья (2000 м) и восточному краю Бразильского. Последний круто обрывается к узкой густонаселенной полосе прибрежной равнины.

Только небольшие участки побережья на севере и на юге материка приурочены к горному складчато-глыбовому сооружению Анд, или Южно-Американских Кордильер.

Большая часть Южной Америки располагается южнее экватора; ее Атлантическое побережье пересекает в основном субэкваториальные и тропические широты. К умеренному поясу принадлежит лишь южный отрезок этого побережья. Самый теплый месяц имеет средние температуры +22—28°, а самый холодный +8°.

Большая часть восточного побережья Южной Америки располагается в зоне действия пассатной циркуляции атмосферы. Преимущественный восточный перенос воздушных масс, приходящих непосредственно с Атлантического океана, обеспечивает значительное увлажнение восточного побережья Южной Америки, особенно в приэкваториальной полосе — зоне конвергенции пассатов, где количество атмосферных осадков почти круглогодичной продолжительности достигает 3000 мм/год [Страны и народы. Америка. 1981]. В умеренном поясе на крайнем юге материка действуют постоянные и сильные западные ветры, которые оставляют приносимую ими с Тихого океана влагу на склонах Патагонских Анд, а подветренные плоскогорья аргентинской Патагонии испытывают резкий ее недостаток.

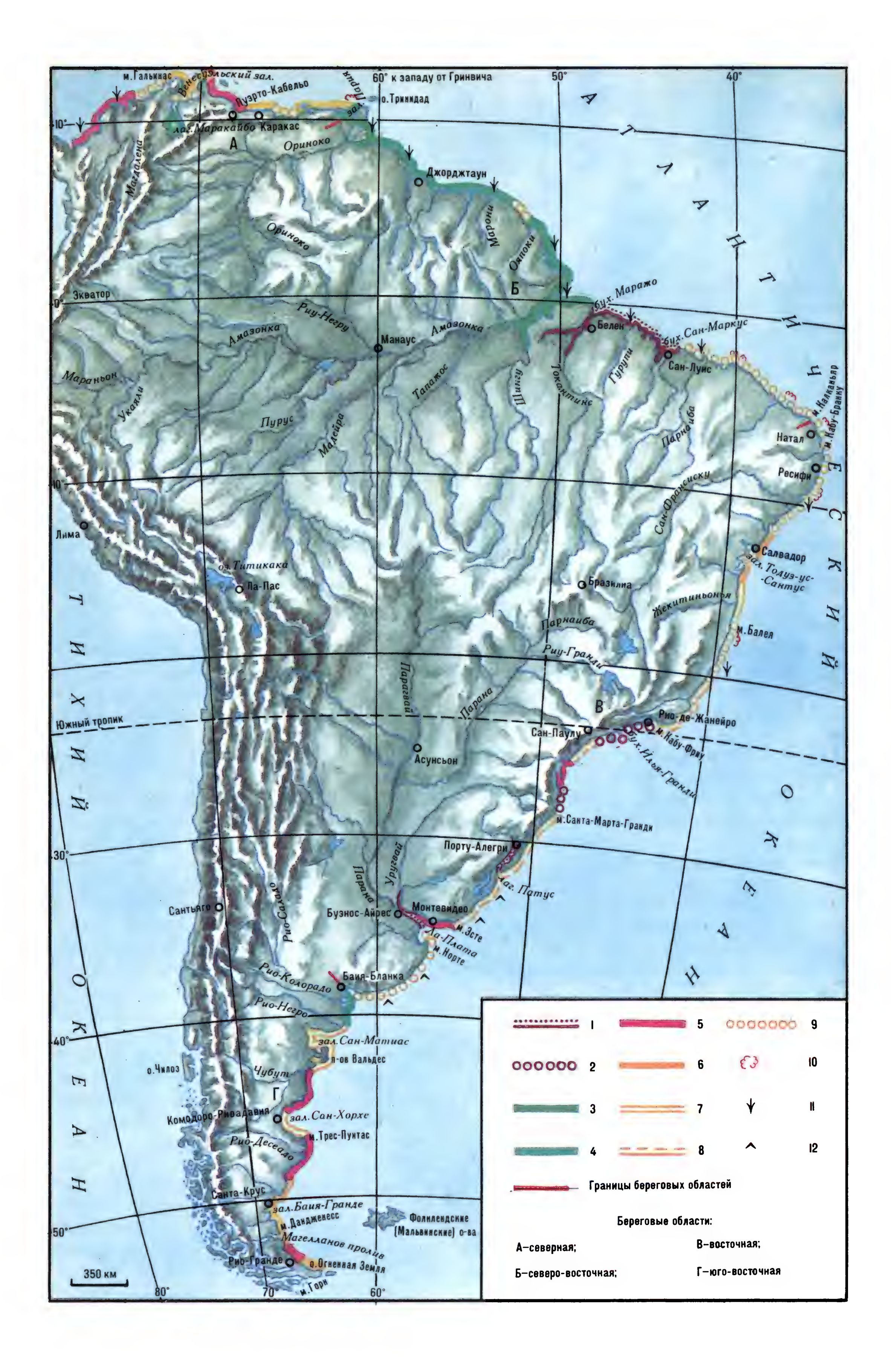
Теплое Бразильское течение повышает влагосодержание пассатных воздушных масс, поступающих к Бразильскому плоскогорью, а с холодным Фолклендским течением связано усиление засушливости климата Патагонии.

В результате своеобразия очертаний материка волны подходят к береговой линии практически по нормали.

В целом здесь преобладают низкие берега, поскольку на значительном протяжении вдоль побережья протягивается низменная аллювиально-морская равнина до 85 км ширины. Гористые берега приурочены в основном к районам развития андийских горных структур.

Именно к сравнительно узкой, легкодоступной прибрежной равнине, а также к межгорным депрессиям и низовьям рек приурочено основное население этого побережья [Экономическая география... 1979; Страны и народы. Америка. 1981]. Жаркие, хорошо увлажненные низменные равнины весьма благоприятны для развития тропического плантационного хозяйства, и прежде всего для выращивания сахарного тростника, какао, кофе. Интенсивность хозяйства заметно возрастает вблизи крупнейших центров потребления и вывоза на мировые рынки сельскохозяйственной продукции. Эти центры также тяготеют к побережью. Крупные быстро растущие города-порты концентрируют треть всего населения, основные экспортные связи, а в последние десятилетия — и отрасли по переработке экспортного сырья (продукции сельского хозяйства и горнодобывающей промышленности). Например, в двух крупнейших экономических центрах Аргентины — Буэнос-Айресе и Роса-Рио — сосредоточено $^2/_3$ промышленной продукции страны.

Недра Южной Америки чрезвычайно богаты минеральными ресурсами (нефть,



60° к западу от Гринвича
Береговые области:
А–северная;
Б–северо-восточная;
В–восточная;
Г–юго-восточная
Границы береговых областей
350 км

медь, бокситы, серебро, железо, олово, золото и др.). Экспорт минерального сырья приобретает все большее значение, хотя переработка его на месте весьма отстает. Известно [Страны и народы. Америка. 1981], например, что в 1978 г. в Венесуэле — одной из крупнейших нефтедобывающих стран мира — соотношение добычи нефти и ее переработки составило 2:1 (соответственно 130 и 60 млн т). Использование местной (южноамериканской) промышленностью другого важного экспортного сырья — железной руды — в 1975 г. достигало лишь $^1/_7$ от всей ее добычи в Латинской Америке (77 млн т).

В настоящее время на основе роста промышленности происходит быстрое расширение крупных приморских городов, возникают городские агломерации, такие, как Буэнос-Айрес (10,8 млн человек), Сан-Паулу (12 млн), Рио-де-Жанейро (9 млн).

На долю агломераций Сан-Паулу, Рио-де-Жанейро и Белу-Оризонти приходится 80% обрабатывающей промышленности, на долю Буэнос-Айреса и Росарио (Аргентина) — $^2/_3$, Каракаса (Венесуэла) — 40% (Os assentamentos... 1980]. Прекрасные природные условия способствуют расширению рекреационного использования приморских областей.

Северные берега Южной Америки

Северная береговая область протягивается от залива Ураба до п-ова Пария и объединяет все карибские берега Южной Америки.

В пределах области непосредственно к побережью подходят веерообразно расходящиеся хребты северного окончания горного сооружения Анд — Западная, Центральная и Восточная Кордильеры.

Вблизи морского побережья Восточная Кордильера разделяется на две мощные ветви — субмеридиональный хр. Сьерра-де-Периха и отклоняющуюся к северо-востоку Кордильера-де-Мерида. Оба хребта подходят непосредственно к берегу Карибского моря и в пределах побережья имеют вид высоких обширных плоскогорий с крутыми, сильно расчлененными реками склонами.

Между горными цепями располагается крупная межгорная впадина, частично занятая водами лагуны Маракаибо и Венесуэльского залива.

Кордильера-де-Мерида поперечным прогибом Яракуй-Кохедес отделяется от системы Карибских Анд, которая состоит из двух параллельных и сравнительно невысоких (максимально до 2765 м) хребтов, вытянутых в широтном направлении и разделенных продольной депрессией. Последняя занята речными долинами, впадинами реликтовых и осыхающих озер (например, оз. Валенсия) и морскими заливами. Карибские Анды протягиваются непосредственно вдоль берега моря и поэтому, несмотря на свою несколько меньшую высоту по сравнению с другими горными сооружениями области, оказывают на него большое влияние, определяя ориентировку и конфигурацию береговой линии на этом отрезке.

Центральная Кордильера — единый, массивный хребет с относительно пологими и сильно осложненными эрозией склонами. Его северное продолжение — древний горстовый массив Сьерра-Невада-де-Санта-Марта — занимает обособленное положение у берега моря и отделен от основного хребта поперечным прогибом нижнего течения р. Магдалены.

Западная Кордильера, пологие отроги которой частично выходят к Карибскому побережью, сложена мезозойскими глинисто-вулканогенными толщами, складчатая структура этих гор окончательно оформилась в миоцене.

В целом рельеф карибского отрезка побережья и особенности очертаний берега носят ярко выраженный структурный характер и обусловлены расположением и взаимосвязями основных тектонических элементов.

Типы берегов атлантического побережья Южной Америки. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 2 — ледниково-тектонического (фиордовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 3 — дельтовые; III. Берега с приливными или ветровыми осушками (типа ваттовых и маршевых): 4 — илистые и песчаные. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** IV. Выравнивающиеся берега: 5 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; V. Выровненные берега: 6 — абразионные, 7 — абразионно-аккумулятивные, 8 — аккумулятивные — лагунные и лиманно-лагунные, 9 — аккумулятивные — пляжевые, 10. Отдельные коралловые рифы и коралловые острова, 11 — Мангры, 12 — Современный размыв аккумулятивных форм

Горные хребты задерживают влагу, приносимую с океана восточными ветрами и питающую многочисленные водотоки. В условиях влажного и постоянно жаркого (средняя температура 24—28°) климата происходит активное выветривание горных пород, что способствует смыву со склонов больших объемов рыхлого материала.

На мелководных прибрежных участках в районах значительного насыщения воздуха влагой, например на северо-западе Колумбии, развиваются густые мангровые заросли, которые местами замещаются широкой полосой тростниковой растительности. Наиболее северные участки побережья (п-ова Гоахира и Парагуана, частично Карибские Анды), располагающиеся в притропической части субэкваториального пояса, отличаются более засушливым климатом и длительным сухим зимним периодом. Местами здесь развит полупустынный ландшафт.

Дугами Больших и Малых Антильских о-вов побережье закрыто от наиболее сильных, часто повторяющихся северо-восточных волнений открытого океана. Поэтому здесь большое значение приобретают волнения (более слабые), присущие непосредственно Карибскому морю, главным образом северных направлений. Из-за сильной изрезанности береговой линии здесь нет однонаправленных потоков наносов, и определяющую роль приобретают местные миграции прибрежного материала, часто противоположных направлений.

Хозяйственная освоенность побережья весьма интенсивна и очень разнообразна. Для прибрежных низменностей характерны плантации бананов, сахарного тростника, табака, кофе, хлопка, идущих на экспорт. Прибрежные воды Карибского моря богаты креветками, лангустами и рыбой, которые также являются экспортной продукцией. Однако главным богатством прибрежных государств является нефть, добыча которой занимает доминирующее положение в экономике этих стран, особенно Венесуэлы, где объем нефтедобычи достиг в 1980 г. величины порядка 0,5 млн м^3/сут [Wanted: increased oil... 1981]. Большое значение имеет нефтеносный бассейн впадины Маракаибо, на долю которого в настоящее время приходится 81% нефтяной продукции Венесуэлы.

Добыча нефти со дна озера Маракаибо (Венесуэла)

Берег между заливом Ураба и городом Паломино характеризуется весьма неровными очертаниями, что связано с частым чередованием вдоль берега положительных и отрицательных структурных элементов. Многочисленные низкие мысы обусловлены близким подходом к морю невысоких отрогов Западной и Центральной Кордильер. Здесь сформирована система мелких бухт и разделяющих их мысов с крутыми клифами.

Основным межгорным прогибам в береговой зоне соответствует серия крупных заливов — Ураба, Морроскильо, Гранде-де-Санта-Марта. Заливы мелководны и продолжают интенсивно заполняться наносами за счет обильных выносов впадающих сюда больших и малых рек. Этому способствует большое количество атмосферных осадков — от 1000 до 3000 мм в год. Район является наиболее влажным в пределах всей северной береговой области. Самая крупная река района, Магдалена, формирует дельту на открытом морском берегу, тогда как реки Атрато и Сину впадают в заливы. В связи с мелководностью заливов удобные гавани отсутствуют. Главные порты района Пуэрто-Коломбия и Картахена также мелководны и не имеют естественной защиты от волнения.

В условиях высокой влажности и интенсивного выноса терригенного материала берега заливов превратились в топкие малярийные болота, покрытые густыми, труднопроходимыми (часто мангровыми) лесами.

Мангры заселяют также и открытый морской берег почти на всем его протяжении,

Один из поселков на озере Маракайбо: деревянные дома стоят на сваях, а дощатые мостки над водой образуют улицы. Поселки такого типа дали повод первым испанским завоевателям назвать страну Венесуэла — «маленькая Венеция»

прерываясь невысокими клифами или небольшими участками песчаных пляжей, особенно близ устьев рек. Однако нередко наблюдается размыв аккумулятивного берега, даже близ устья самой крупной реки побережья — Магдалены [*Bird*. 1976].

В целом берег относится к бухтовому абразионно-аккумулятивному типу с преобладанием низких мангровых участков.

От города Паломино до п-ова Гуахира протягивается низкий выровненный берег, следующий вдоль западного склона предгорий хр. Сьерра-де-Периха [*Хаин*. 1971]. Почти на всем протяжении этого отрезка побережья прослеживается серия небольших лагун, большая часть которых полностью отделена от моря песчаными пересыпями или связана с морем узкими протоками. Песчаный материал для построения аккумулятивных пересыпей поступает в основном из небольших рек и с подводного берегового склона. Характерны разнонаправленные миграции наносов вдоль берега с некоторым преобладанием перемещения материала к юго-западу. Об этом может свидетельствовать ориентировка крупных кос, таких, например, как у Манауре.

На севере п-ова Гуахира, где небольшие возвышенности (выс. до 700—853 м), сложенные мезозойскими метаморфическими и интрузивными породами, близко подходят к берегу, появляются каменистые участки.

Берега Венесуэльского залива и связанного с ним оз. Маракайбо в основном низкие, аккумулятивные, что обусловлено местоположением этих водоемов в пределах обширной тектонической впадины.

Озеро-лагуна Маракайбо, которое соединяется с Венесуэльским заливом узким (15—27 км) и длинным (около 90 км) проливом, пресноводно. Однако длительные северные ветры часто нагоняют в озеро соленую воду из Венесуэльского залива, и тогда озеро становится солоноватоводным.

Лагуна Маракайбо ранее занимала всю южную часть тектонической впадины, о чем свидетельствуют древние береговые линии [The Encyclopedia Americana. 1944]. Однако быстрое заполнение впадины выносами рек привело к значительному сокращению лагуны. Площадь последней в настоящее время не превышает 16 тыс. км^2 и продолжает сокращаться. Мангровая растительность густо покрывает прибрежные топкие болота (особенно у южного берега озера).

Сходный характер имеет также большая часть восточных берегов Венесуэльского залива. Однако климат здесь суше, атмосферных осадков выпадает значительно меньше, поэтому роль мангров в прибрежной растительности снижается.

Развитие абразии на этом участке приурочено к юго-западному берегу п-ова Парагуана между населенными пунктами Лос-Таке и Пунта-Кардон. В северной половине полуострова развит широкий пояс береговых дюн.

В целом п-ов Парагуана (выс. до 853 м) представляет собой крупное томболо, соединяющееся с материком в районе города Коро мощной аккумулятивной пересыпью с крупными дюнами на ее восточной стороне. Питание этой пересыпи песчаным материалом происходит за счет активной абразии восточных берегов п-ова Парагуана и перемещения продуктов размыва вдольбереговыми течениями к югу. Со стороны Венесуэльского залива развитию второй аккумулятивной пересыпи способствуют выносы р. Митаре [*Ellenberg*. 1978].

Еще один участок абразии приурочен к западному берегу Венесуэльского залива. Он связан с выходом к берегу небольших возвышенностей п-ова Гуахира, где формируются клифы высотой в несколько метров. Мате-

риал абразии перемещается вдольбереговыми течениями на юг, в кутовую часть залива, где он идет на построение береговой аккумулятивной террасы на отрезке Парагуайпоа — Сан-Карлос. Терраса сложена серией параллельных береговых валов, наращивание которых медленно продолжается [*Tanner*. 1975; *Ellenberg*. 1978].

Берег от п-ова Парагуана до порта Пуэрто-Кабельо характеризуется чередованием каменистых мысов и широких низменных равнин. Первые связаны с выходом к морю холмистых отрогов хр. Сьерра-де-Мерида, которые подходят к береговой линии на этом участке почти под прямым углом. Поперечный тип берега обусловливает формирование серии крупных мысов с активными клифами, в которых размываются сравнительно мягкие породы олигоцена и миоцена [*Ellenberg*. 1978].

Низменные участки берега приурочены к аллювиальным равнинам, сформированным небольшими, но полноводными реками. Прибрежная полоса равнин имеет морское происхождение. Аккумулятивные равнины во многих местах также подвергаются размыву волнами, особенно на юго-востоке района. Мангровая растительность встречается только на защищенных от волн участках. Прилегающие мелкие островки имеют с наветренной стороны окаймляющие коралловые рифы.

В целом на этом отрезке преобладает отступание берега.

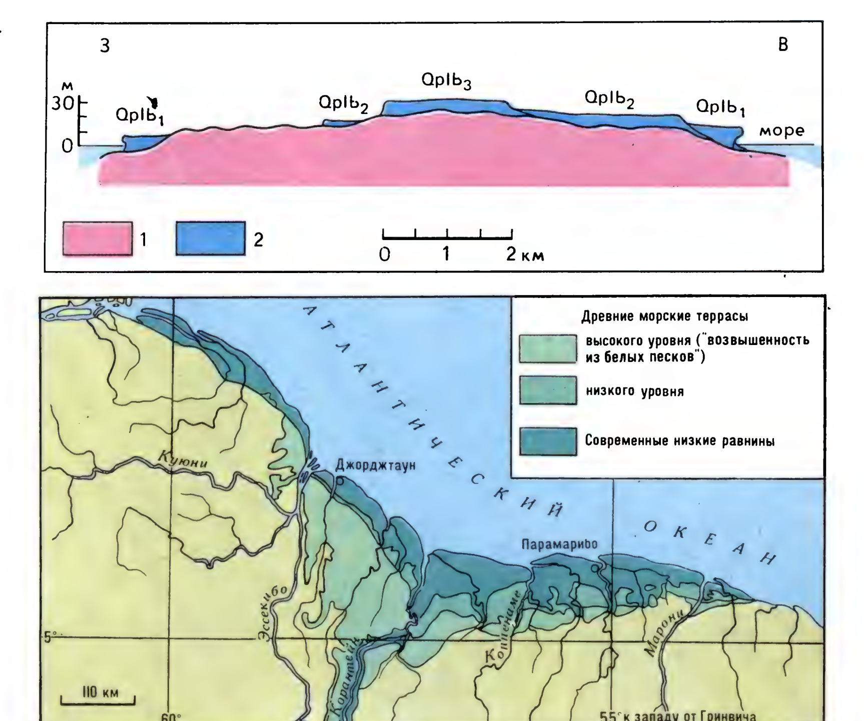
От Пуэрто-Кабельо до п-ова Пария берег подчиняется общей широтной ориентировке горных хребтов Карибских Анд, являясь примером берегов продольного типа. На расстояние около 800 км параллельно берегу протягивается внешний хребет этой горной системы — Береговая Сьерра, с которой связано образование крупных, вытянутых в широтном направлении п-овов Арая, Пария, северная часть о. Тринидад. Наивысшие отметки хребта располагаются вблизи от берега, что обеспечивает большую высоту и крутизну северных склонов хребта, спускающихся непосредственно к морю. Здесь преобладают абразионные выровненные берега, в небольших бухтах имеются узкие пляжи. Развитию абразии, особенно в западной половине района, способствует чрезвычайно малая ширина шельфа на этом участке, что позволяет волнам, в основном северных направлений, развивать большую энергию и беспрепятственно подходить к берегу. Местами натиск волн частично сдерживается небольшими коралловыми рифами.

Примерно в средней части Береговая Сьерра прерывается впадиной Карьяко, заполненной морскими водами и образующей широкий, открытый к северу залив. Восточный берег залива крутой, обрывистый, рассечен глубокими речными долинами. На этом участке преобладает тектоническое опускание и подтопление речных устьев с образованием берега риасового типа [*Ellenberg*. 1978]. Западный берег, к которому подходит межгорная продольная депрессия Карибских Анд, низкий, аккумулятивный. Здесь сформирована обширная аллювиальная равнина р. Туй и соседних с ней водотоков. Со стороны моря равнина окаймлена лагунным берегом, продолжение которого прослеживается несколько юго-восточнее, в районе устья р. Унаре. Лагуны, поросшие манграми, частично или полностью отделены от моря песчаными барами, наращивание которых медленно продолжается.

На побережье имеется несколько плейстоценовых морских террас, свидетельствующих о его недавнем поднятии. Частично они изучены на близлежащем о. Бланкилья, сложенном интрузивными породами палеоценового возраста [*Schubert*. 1977]. В эти породы врезаны 3 морские террасы с высотами 7—10, 11—15 и 25 — свыше 30 м. Террасы сложены рифовыми известняками (мощн. 2—10 м) с подчиненным присутствием калькаренитов и бич-рока. Плейстоценовый возраст этих террас установлен путем сравнения их с известняковыми террасами других островов Карибского бассейна.

Рассмотренный отрезок побережья является одним из наиболее густо населенных районов Венесуэлы. Здесь же располагается и ее столица Каракас — город с почти трехмиллионным населением.

Среди нескольких десятков каменистых островов, разбросанных вдоль этого побережья, весьма интересен в экономическом отношении наиболее крупный из них — о. Маргарита, который является центром добычи жемчуга [The Encyclopedia Americana. 1944].



Поперечный геологический профиль через центральную часть острова Бланкилья [*Schubert*. 1977].
1 — палеоценовые интрузивные породы островного ядра,
2 — плейстоценовые рифовые известняки

Гвианская прибрежная равнина [*Vann*. 1959]

Северо-восточные берега Южной Америки

Северо-восточная береговая область раскинулась по обе стороны от экватора, между заливом Пария и м. Калканьяр. Гвианское и частично Бразильское средневысотные нагорья, выработанные на древних кристаллических щитах докембрийской платформы, круто обрываются к приморской низменности и полого спускаются к северу и югу — в сторону примыкающих тектонических депрессий, контролируя распределение речного стока, который в целом направлен к северо-востоку. К северо-восточному побережью устремлены мощнейшие речные системы континента — Амазонка, Ориноко, Паранаиба. Их долины приурочены к крупным тектоническим прогибам. С Гвианским нагорьем связано разделение бассейнов рек Амазонка и Ориноко и отклонение последней к северо-западу. Эти реки, берущие начало на склонах Анд и дренирующие огромную площадь, выносят в береговую зону большие объемы тонкого терригенного материала — продукта размыва мощных кор выветривания (Амазонка — 498 млн т/год, Парана — 129 млн и Ориноко — 86,5 млн т/год). Выходя на плоскую приморскую равнину, реки широко разливаются, способствуя ее заболачиванию.

Прибрежная аллювиально-морская равнина протягивается почти вдоль всего побережья. Наибольшей ширины (до 85 км) она достигает на северо-западе района, где вдоль берега располагается Гвианская прибрежная равнина. Последняя характеризуется наличием песчаных гряд и валов, поросших кокосовыми пальмами, и низких заболоченных и залесенных пространств, частично затапливаемых речными паводковыми или приливными водами. В тыловой части равнины прослеживаются реликты двух уровней древних морских террас [*Vann*. 1959] на абсолютной высоте от 30 до 60 м. В настоящее время они сильно расчленены эрозией и превращены в систему плосковершинных пологих холмов. На рельеф прибрежной равнины в значительной степени оказывает воздействие разломная тектоника. Активные разломы фундамента, например, в прибрежных районах Гайаны и Суринама контролируют направление речных систем.

Гвианское и Бразильское нагорья влияют на климат побережья , и прежде всего на рас-

пределение влаги. Побережье открыто навстречу северо-восточным пассатам, которые приносят основную массу атмосферных осадков со стороны Атлантического океана. Большая их часть задерживается наветренными склонами нагорий, и годовое количество осадков на побережье достигает 2500—3000 мм, а в Кайенне — более 3000 мм. Дождливый период приходится на весенние месяцы.

Экспозиция побережья и основные ветровые системы определяют главное берегоформирующее значение северо-восточных волнений, которые подходят почти под прямым углом к берегу. На протяжении всего года преобладает ветровое волнение I—II балла. Повторяемость сильных (III—IV балла) волнений может достигать 50—60% в мае и в ноябре и 65—75% в феврале и августе. Высота волн при этом достигает 1,3—3 м. С продольными юго-восточными ветрами связано развитие значительных вдольбереговых течений и активный перенос прибрежных наносов к северо-западу. Известно, например, что выносы р. Амазонки сказываются на динамике берега Суринама и Гайаны, т. е. за сотни километров от устья реки. Довольно значительна повторяемость зыби. Зыбь III—IV балла составляет 45—50% в феврале и мае и 30—40% в августе и ноябре.

Большую роль в развитии рельефа береговой зоны играют приливы, которые на этом побережье имеют величины от 2,9 до 5,7 м. С ними связано образование эстуариев в устьях некоторых рек (например, р. Токантинс) и широкое развитие маршей, особенно на северо-западе побережья и в районах дельт.

Для прилегающих к северо-восточному побережью стран приморские районы имеют важное экономическое значение, к ним приурочены основные экспортные отрасли сельского хозяйства, добывающей (бокситы, россыпное золото и алмазы) и обрабатывающей промышленности. Тропический и субтропический климат позволяют получать на плантациях сахарный тростник, какао, кофе, хлопок.

Основным минеральным богатством побережья являются бокситы. По добыче и экспорту бокситов такие небольшие страны, как Суринам и Гайана, занимают соответственно второе и третье места в капиталистическом мире. В 1985 г. в Гайане было добыто более 1,4 млн т бокситов, в Суринаме в 1983 г. — 2,6 млн т [Страны мира. 1987]. В последние годы на приморской равнине и особенно в прибрежных водах заметно расширились изыскательские работы на нефть и газ. Наиболее активно ведутся эти работы в Бразилии. На северо-востоке этой страны ресурсы нефти на 1980 г. оценивались в 30,9 млн м^3 [Wanted: encreased oil... 1981].

У рассматриваемого побережья известны крупные популяции креветок [*Dragovich*. 1981]. Предприятия по переработке этих ракообразных организованы в Парамарибо (Суринам), Кайенне (Фр. Гвиана) и Джорджтауне (Гайана), которые являются административными центрами и главными портами трех этих государств.

Западный берег залива Пария и дельта Ориноко. На всем протяжении района берег низкий, аккумулятивный, с мангровой растительностью. Берег окаймляют обширные илистые отмели, затрудняющие вход в устья рек. Располагающиеся вблизи берега островки также низкие, поросшие лесом.

Морской край дельты р. Ориноко протягивается на расстояние до 300 км [*Самойлов*. 1952] и отличается значительным расчленением. Дробление р. Ориноко на дельтовые рукава начинается почти в 200 км от береговой линии океана. Здесь, близ города Барранкас отходит к северу судоходный рукав Манамо, впадающий в залив Пария. Образование огромной многолопастной дельты р. Ориноко свидетельствует о длительной истории ее развития. Во время паводков подъем речного уровня достигает 15 м, что вызывает обширные разливы реки [*Самойлов*. 1952]. В дождливый сезон (с апреля по июль) северная часть дельты нередко полностью затопляется. Этому в значительной степени способствует нагонное воздействие северо-восточного пассата, повторяемость которого достигает 47%.

Большой твердый сток р. Ориноко обеспечивает активное выдвижение ее морского края в сторону океана. Предустьевое взморье реки, сложенное песчано-илистыми осадками, протягивается на 30 км от береговой линии (в окрестностях устья Бока-Гранде) и имеет глубину менее 11 м.

Многие рукава дельты судоходны и доступны для прохождения малых, а в период половодий и довольно крупных морских

судов. Последние могут подниматься за вершину дельты, вплоть до наиболее значительного порта Сьюдад-Боливар в 250 км выше основного устья реки.

От дельты р. Ориноко до города Кайенны протягивается обширнейший отрезок низменного илистого берега, окаймляющего Гвианскую прибрежную равнину.

Современная низкая прибрежная равнина перекрыта с поверхности плотными голубыми глинами мощностью 48 м, морского происхождения, с линзовидными телами песка и ракуши. Эта равнина — аналог чениерплена юго-западной Луизианы. Она состоит из серий реликтовых береговых валов, сложенных песчано-ракушечным материалом [*Vann*. 1959]. Валы имеют высоту 0,5—2,5 м и ширину от 9 до 600 м. Расположение их свидетельствует об устойчивом вдольбереговом перемещении наносов в западном направлении, а также указывает на реки как на источник поступления песчаного материала. Однако присутствие значительного количества ракуши говорит о большом участии в образовании валов и поперечного перемещения наносов (со дна к берегу).

Весь пояс валов-чениеров зарождается в Гвиане, у р. Иракуб-Крик, расширяется до 30 км и более в Суринаме и, постепенно сужаясь, исчезает в Гайане, близ устья р. Померун. Промежутки между валами и их сериями сложены тонкими маршевыми осадками. Нарастание современных маршей протекает со скоростью 60—150 м в год.

Фаунистические определения ракушечного материала из валов показывают, что все чениеры образовались в позднеголоценовое время. Следовательно, низкая Гвианская равнина (как и маршевое побережье Луизианы) представляет собой результат последовательного развития береговой линии после установления современного положения уровня моря.

Для образования широких маршевых поверхностей необходим приток большого количества тонких наносов. Поскольку реки района выносят в основном более грубый материал, следует признать, что источником илистого материала является р. Амазонка. Это предположение Ч. Лайеля подтверждается новейшими данными [*Wells, Coleman*. 1977; *Augustinos*. 1978, *Vann*. 1980 и др.]. Установлено, что более 20% общего объема твердого стока р. Амазонки под влиянием вдольбереговых течений направляется к северо-западу и образует обширные илистые банки, активно перемещающиеся в том же направлении. Предварительные расчеты показывают, что таким способом вдоль побережья движется около 100×10^6 м^3 осадков, а с учетом взвешенного материала их объем возрастает до 250×10^6 м^3. Весь этот тонкий материал движется в полосе шириной более 30 км.

Около 20% всего объема транспортируемых вдоль берега наносов аккумулируется на берегу в «волновой тени» илистых банок. Таким образом, защитное действие илистых банок способствует образованию низкой маршевой равнины.

По данным разных исследователей [*Vann*. 1959], современная скорость прироста низменной суши с восточной стороны устьев рек Суринама составляет 3,5 км в 70 лет, причем выдвижение берега происходит в соответствии с общим направлением вдольбереговых течений, что обусловливает значительное отклонение устьевых отрезков рек к западу; у устьев гвианских рек Коу и Синамари скорость наращивания берега достигает 100—150 м/год, а восточнее устья р. Мана — до 2 км за период 1938—1948 гг.

Современные песчаные пляжи развиты лишь на локальных участках, располагающихся западнее устьев наиболее крупных рек: Мана, Марони, Корантейн и Эссекибо [*Там же*. 1959]. Самый протяженный из них — пляж у р. Марони, который протягивается на расстояние около 10 км и имеет ширину 60 м.

Берег юго-восточнее города Кайенна и дельта р. Амазонки. Широкий пояс низменного мангрового берега, который протягивается на сотни километров от Ориноко до Амазонки, значительно сужается в районе города Кайенны. Это связано с заметным подъемом на этом участке кровли кристаллического фундамента. Останцы каменистых поверхностей высотой 25—600 м близко подходят к морю; докембрийские породы обнажаются здесь непосредственно вдоль береговой линии и на прилегающих шельфовых о-вах Иль-дю-Салют [Энциклопедия региональной... 1980].

Южнее Кайенны на протяжении около 400 км (вплоть до р. Амазонки) тянется низкий, окаймленный мангровыми зарослями берег — аналог берега Гвианской равнины.

Берег активно нарастает за счет обильного притока тонкого терригенного материала со стороны Амазонки.

Дельта р. Амазонки общей площадью около 100 тыс. км^2 [*Самойлов*. 1952] располагается на выходе к океану крупнейшей синклинальной депрессии Южно-Американской платформы. Вершина дельты отстоит от океана на 350 км. Кроме многочисленных проток дельта имеет два крупных речных рукава с глубинами 20—40 м: северо-западный и юго-восточный, известный под названием Рио-Пара. Последний служит основным путем для океанских судов, способных подниматься вверх по реке до порта Манаус (900 км от устья). У правого берега рукава Рио-Пара оборудован один из крупнейших портов Бразилии — Белен.

Основной объем терригенного материала выносится через северо-западный рукав реки, что способствует быстрому изменению его глубин и формированию у его устья обширных отмелей с глубинами менее 7 м.

В размыве дельтовых островов большая роль принадлежит своеобразному приливному явлению «поророка» («гремящая вода» — индейск.) — аналогу бора. Это мощная приливная волна в виде водяного вала высотой иногда до 3,7 м, который стремительно движется вверх по реке со скоростью 5—7,5 м/с. Максимальные скорости соответствуют сизигийным приливам (выс. до 5 м), особенно при наложении северо-восточного пассата, который подходит по нормали к берегу и обусловливает значительный нагон воды в широкие устья речных рукавов.

Морской край дельты представляет собой низменный берег, поросший густой мангровой растительностью, среди которой преобладает «красный мангр» (Rhizophora). По берегам речных рукавов и проток мангры проникают довольно далеко в пределы дельты, где постепенно сменяются пойменной гилеей. Амазонка выносит огромный объем осадков. Однако ее дельта слабо выдвинута в сторону океана и не выходит за общую линию берега. По всей вероятности, это связано с тем, что почти половина выносов Амазонки подхватывается мощными вдольбереговыми течениями и уносится к северо-западу. Эти прибрежные течения, обладающие скоростью 1—2 м/с, возбуждаются юго-восточными пассатами большой повторяемости (49% вместе с восточными ветрами).

От дельты р. Амазонки до залива Мараньян. Восточнее Амазонки характер берега резко меняется [*Vann*. 1980]. Здесь нет крупных источников поступления тонких наносов, многочисленные водотоки невелики и выносят мало илистого материала.

В целом берег низменный, аккумулятивный, поросший манграми. Сравнительно слабая аккумуляция наносов сказывается в малых темпах наращивания и выравнивания берега. Берег осложнен множеством мелких эстуариев, которые сформировались при подтоплении морем устьевых участков небольших рек и разработке их сильными приливными течениями. Так, в западной части эстуария Мараньян скорость приливных течений достигает 0.5—1,2 м/с.

На всем протяжении берег сопровождается песчаными отмелями, на которых возвышаются небольшие острова, иногда соединенные с берегом перемычками. Наиболее крупные из них — о-ва Сан-Жуан, располагающиеся восточнее бухты Туриасу. Это низкие песчаные островки, поверхность которых частично перевеяна и покрыта дюнами.

От залива Мараньян до Акарау встречается еще меньше низких маршевых участков, покрытых манграми. Они приурочены в основном к устьям рек и мелководным бухтам, получающим тонкий терригенный материал с суши. Преобладает выровненный песчаный берег, формирующийся под влиянием значительного вдольберегового перемещения наносов на запад. На многих участках берег сопровождается полосой высоких дюн, местами закрепленных растительностью. Особенно выделяются дюны Ленсойс—Грандис (юго-восточнее залива Мараньян),сложенные ярко-белым песком и заметные с моря на расстоянии до 25 км.

Для прибрежных участков шельфа этого района характерны поперечные приливные песчаные волны [*Palma*. 1979].

От Акарау до м. Калканьяр контур берега образует плавную синусоиду. Отроги хребтов Серра-ди-Мукурипи, Серра-ди-Урубуретама и Серра-Параиба в виде невысоких холмов образуют ряд небольших мысов, нередко с выходами коренных пород у уреза моря и сильной абразией клифов, однако они слабо нарушают общий выровненный контур берега. Берег песчаный на большей части своего

Мыс Жерикоакоара в западной части штата Сеара (Бразилия). У уреза моря имеются выходы докембрийских (?) кварцитов, которые задерживают вдольбереговое движение песка к западу (более тонкий материал, по-видимому, все же обходит мыс, о чем свидетельствует полоса мутной воды у берега). Песок скапливается в ловушке у «входящего угла» берега, вызывая активное нарастание пляжа, а западнее гряды коренных пород берег размывается

Мыс Понта-Гросса в восточной части побережья штата Сеара (Бразилия) подвергается сильной абразии. Мыс сложен позднемеловыми и третичными породами и венчается отложениями группы баррейас (позднетретичные и четвертичные), которые весьма характерны для прибрежной Бразилии. Здесь они приподняты выше, чем на других участках побережья

протяжения, окаймлен полосой мощных дюн, высотой 50—100 м, в основном лишенных растительного покрова.

Вдольбереговой поток наносов, перемещающихся к западу, фиксируется серией аккумулятивных форм-пересыпей восточнее р. Пираньяс-Асу, отклоняющих в западном направлении устья небольших водотоков. С вдольбереговым перемещением наносов этого направления связана постоянная заносимость гавани города Форталеза [*De Morais.* 1981], с обеих сторон огражденной молами.

Все побережье расчленено мелкими реками, некоторые из них судоходны в их нижнем течении во время половодья (например, р. Жагуариби), другие имеют сезонный характер (р. Аподи, верховья р. Асу и многие другие). Низменные приустьевые участки рек покрыты пятнами мангровой растительности.

Семиаридный климат этого района (количество атмосферных осадков местами не более 500 мм) и соответствующий слабый вынос рек способствуют развитию в чистых прибрежных водах многочисленных коралловых рифов [*Palma.* 1979]. Местами рифы прослеживаются на расстоянии до 10—20 км от береговой линии.

Восточные берега Южной Америки

Основные физико-географические особенности восточной береговой области (от м. Калканьяр до залива Баия-Бланка) определяются близким выходом к океану высокого края Восточно-Бразильского платформенного щита и пассатно-циклонической циркуляцией атмосферных масс. Восточно-Бразильский щит протягивается почти вдоль всего этого побережья.

Бразильское нагорье, сложенное докембрийскими породами, приподнято на востоке, и его край имеет вид горных хребтов (таких, как Серра-ду-Мар, Серра-ду-Мантикейра и др.), круто обрывающихся в сторону океана. Восточный склон нагорья подчеркивается серией продольных разломов, превративших его местами в скалистый ступенчатый уступ. Этот уступ наиболее высок и крут юго-западнее Рио-де-Жанейро, где нагорье почти вплотную подходит к берегу океана. Ступенчатый характер сбросов, обилие атмосферных осадков, развитие легко разрушаемых гнейсов, прорванных гранитными интрузиями, привели здесь к формированию у подножия уступа своеобразного рельефа «сахарных голов» — группы высоких (до нескольких сот метров) холмов с крутыми (35—38° и более) склонами. Частично они выступают за линию берега в виде прибрежных конических островов с округлыми вершинами. На остальной части побережья структурный уступ нагорья отделен от береговой линии узкой прибрежной равниной, сложенной толщей аллювиально-морских кайнозойских отложений.

Окрестности мыса Понта-Гросса (штат Сеара, Бразилия). Эоловые формы располагаются непосредственно у бровки клифа. За счет абразии и отступания последнего эоловый песок ссыпается к урезу, образуя довольно крупные осыпи, которые быстро размываются волнами

Песчаный берег с грядой дюн восточнее мыса Жерикоакоара (штат Сеара, Бразилия). Эоловый песок под воздействием восточных ветров обходит каменистый мыс (на переднем плане) со стороны суши и достигает берега моря примерно в 2—8 км западнее мыса

Однако и здесь среди низменности нередко возвышаются изолированные «сахарные головы» высотой до 800 м [*Лукашова.* 1958].

Наиболее значительные реки побережья — Сан-Франсиску, Уругвай и Парана — берут начало на западных склонах береговых серр и затем проходят долгий путь вдоль побережья до выхода их к океану. Восточные склоны Бразильского нагорья расчленены также многочисленными короткими, но бурными и часто глубоко врезанными водотоками.

Активная речная деятельность связана прежде всего с большим количеством поступающих сюда атмосферных осадков. Практически в течение всего года к побережью подходят увлажненные ветры. За исключением самого южного равнинного отрезка, во всей восточной береговой области годовое количество атмосферных осадков превышает 1000 мм, а в ряде районов достигает 3000—4500 мм. Даже в пределах засушливого в целом северо-востока прибрежная территория получает осадков не менее 1000 мм в год.

Приморская часть города Форталеза (Бразилия). Пляж местами сильно размыт, и наиболее выступающие строения ограждены от натиска волн полосой каменной наброски

Высокие температуры воздуха (средний максимум 30—39°) и обильное увлажнение

В уютной бухте Ботафого отражаются вечерние огни Рио-де-Жанейро. В центре снимка возвышается денудационный гранитный останец — знаменитая «сахарная голова» Пан-д'Асукар (390 м), стерегущая вход в залив Гуанабара (слева)

обусловливают активное протекание процессов физического и химического разрушения пород платформенного щита и образование мощных (до 80 м) кор выветривания.

Большая часть восточной береговой области (за исключением крайнего юга) располагается в пределах Бразилии, для которой эта область имеет огромное экономическое значение. Основная концентрация промышленности, экспортных связей, населения и производства важнейших экспортных сельскохозяйственных продуктов (прежде всего какао и кофе) приходится на южную половину Бразильского побережья и особенно на район Рио-де-Жанейро. и Сан-Паулу. В Аргентине крупнейшим экономическим центром является район Буэнос-Айреса.

Сравнительно слабо увлажненный северо-восток побережья — наиболее бедный и наименее развитый район Бразилии [*Blum*. 1981].

Берег между м. Калканьяр и городом Салвадор имеет спокойные, ровные очертания. Это однообразный невысокий холмистый берег с широкими песчаными пляжами, которые изредка прерываются небольшими участками клифов. Последние выработаны в красноватых глинах и песчаниках плиоценового возраста.

Вся прибрежная территория занята обширной аллювиально-морской плейстоцен-голоценовой равниной, которая расширяется близ устьев рек. Равнина террасирована. Прерывистая полоса плейстоценовых террас примыкает на большей части побережья к сравнительно невысокому плато, сложенному плиоценовыми отложениями.

Южнее порта Аракажу, в районе рек Сержипи и Ваза-Баррис, прибрежная голоценовая равнина имеет ширину около 5 км [*Bezerra da Cunha*. 1980] и примыкает к древнему абразионному уступу, выработанному в плиоценовых отложениях невысокого плато с абсолютными отметками до 100 м. Этот уступ четко прослеживается вдоль побережья и увязывается с послеледниковым высоким стоянием уровня моря. Поверхность прибрежной аккумулятивной равнины осложнена комплексом параллельных берегу песчаных валов-чениеров с хорошо выраженными лагунными понижениями между ними. К югу от устья р. Ваза-Баррис наблюдается до 40 последовательных серий береговых валов. Аналогичные системы валов-чениеров характерны и для придельтовых районов наиболее крупных рек — Сан-Франсиску и Параиба [*Xavier da Silva, Munes Coelho*. 1975; *Bittencourt et al*. 1983].

Современная береговая линия окаймлена широким пляжем, ограниченным полосой береговых дюн высотой 10—15 м. Дюны сопровождают берег почти на всем протяжении побережья и на юге района (ближе к городу Салвадор) имеют несколько генераций [*Marfin et al*. 1979—1980].

В последние десятилетия появились участки размыва аккумулятивного берега [*Bezerra da Cunha*. 1980]. Так, примерно в 10—12 км южнее устья р. Сержипи после 1950—1960 гг. берег отступил на 75 м, т. е. скорость абразии достигала величины порядка 3 м/год. С абразией берега связано также разрушение некоторых гидротехнических (например, стенка дамбы в устье р. Сержипи) и промышленных сооружений.

Почти непрерывная гряда барьерного рифа несколько смягчает воздействие волн. Основной размыв берега волнами приурочен к июню — августу, когда высота волн достигает максимума (2—4,4 м). В соответствии с господствующими юго-восточными ветрами преобладает волнение того же направления, повторяемость которого в этот период составляет 78,4%. Возбуждаемое юго-восточным волнением вдольбереговое течение направлено к северу, на что указывает рост песчаных кос с южной стороны усть-

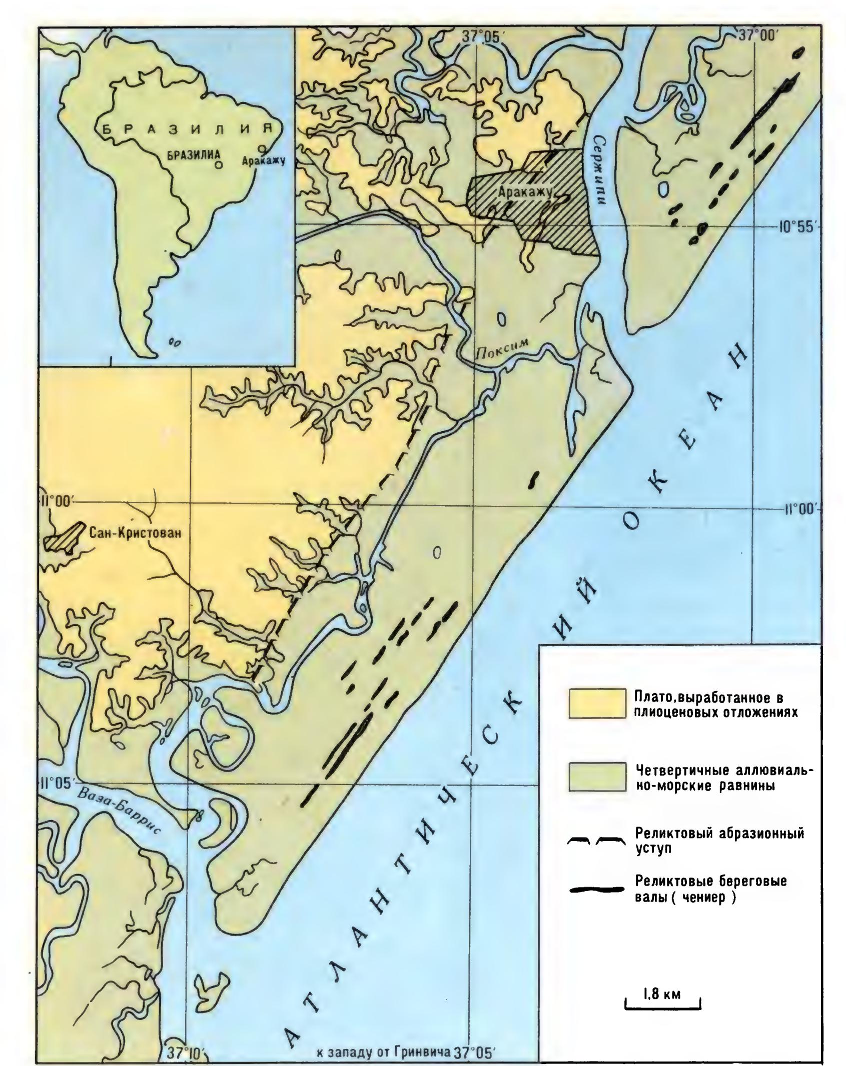


Схема геоморфологического строения побережья в районе города Аракажу [*Bezerra-da-Cunha.* 1980]

ев рек (например, Сержипи).

Вместе с размывом берега отмечается возобновление эоловой деятельности на закрепленных береговых дюнах. Перевеянный песок нередко перекрывает старые эоловые формы или надвигается на реликтовые чениеры [*Там же.* 1980].

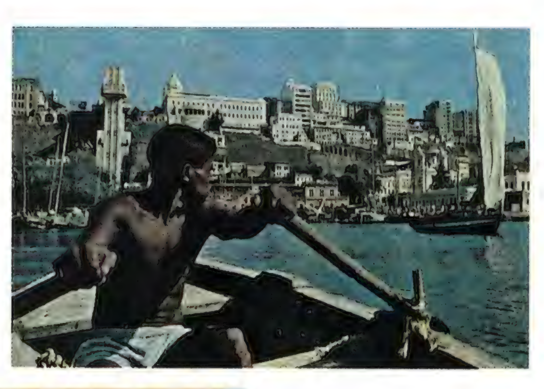
От города Салвадор до устья р. Контас отмечается сильное расчленение берега, что связано с субаэральным и абразионным разрушением трещиноватых мезозойских пород. Значительной изрезанности берега способствовало тектоническое прогибание этого отрезка побережья, что привело к подтоплению денудационных впадин и устьев впадающих сюда рек. С тектоническим прогибанием связаны меньшие высоты плейстоценовых морских террас по сравнению с более южными прибрежными районами Бразилии.

В заливах происходит активная аккумуляция тонких выносов рек. Некоторые реки строят здесь небольшие дельты, например р. Камаму [*Teixeira Netto, Sobral Barrocas.* 1981]. Коренными породами сложены небольшие холмистые островки в заливах, которые представляют собой возвышающиеся над уровнем воды денудационные останцы. Аналогичный характер имеют также крупные острова и полуострова, такие, как о. Итапарика высотой до 150 м. Со стороны океана острова и полуострова окаймлены плейстоценовыми морскими равнинами с комплексом хорошо выраженных в рельефе реликтовых береговых валов. Эти валы особенно характерны для голоценовых морских террас, где их число местами достигает нескольких десятков; они есть и на поверхности более высоких террасовых уровней, что говорит о длительном унаследованном развитии этого отрезка побережья.

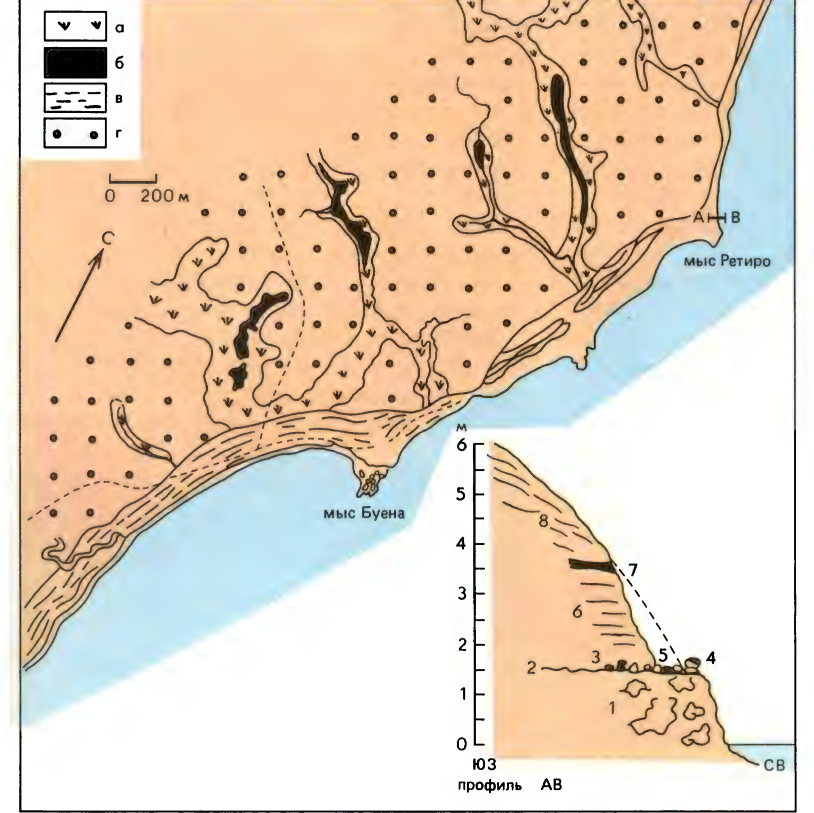
В целом на внешнем контуре района преобладают низкие аккумулятивные равнины с береговыми валами. В заливах распространены илистые осушки с пятнами мангровой

растительности. Небольшие абразионные участки наблюдаются севернее города Салвадора — одного из важнейших торговых портов и военно-морской базы Бразилии, — где к берегу близко подходит изолированный кристаллический массив.

От устья р. Контас до м. Бузиус протягивается преимущественно песчаный берег с выровненным контуром. Плавные выступы береговой линии связаны с дельтами рек — Жекитиньонья, Риу-Доси, Параиба (Параиба-ду-Сул). Горные хребты на севере и юге района отстоят от берега не дальше чем на 25—30 км, а их отроги местами подходят к океану. На этих участках аккумулятивный берег прерывается отрезками крутого абразионного уступа, который особенно характерен для северной части района.



Город-порт Салвадор — первая столица Бразилии. Современные здания на высоком берегу поднимаются над фортификационными сооружениями XVI в.



Геоморфологическая схема участка побережья Бразилии севернее устья реки Параибы (Параиба-ду-Сул) [*Dias*. 1981]:
а — заболоченные днища реликтовых речных долин;
б — открытые водоемы в пределах речных долин; в — береговые валы; г — плато, выработанное в плиоценовых отложениях формации баррейас.
Условные обозначения к профилю АВ: 1 — плиоценовые отложения группы баррейас;
2 — реликтовый бенч;
3 — базальный конгломерат; 4 — кораллы в позиции роста;
5, 6 — морские осадки;
7 — палеопочва;
8 — эоловые накопления

Южнее порта Ильеус доминирует аккумулятивный берег с широким пляжем, сложенным белыми кварцевыми песками. Однако пляж нередко чередуется с участками абразионных уступов (вплоть до окрестностей города Праду). Лишь в средней части района, где прибрежная низменность достигает наибольшей ширины, берег становится целиком аккумулятивным.

В южной части района вновь становятся обычными невысокие абразионные уступы. Часто они связаны с выходами к берегу плоских поверхностей, выработанных в песчано-глинистых плиоценовых отложениях. Севернее устья р. Параибы эти отложения слагают цоколь (древний бенч) голоценовой морской

террасы. С выходом этого цоколя в приурезовой зоне моря связано образование нескольких небольших мысов. Поверхность цоколя, возвышающегося над уровнем моря на 1—1,5 м, абрадирована и покрыта кораллами в позиции роста. На древнем бенче залегают морские песчано-галечные отложения. Весь разрез перекрыт эоловыми накоплениями мощностью более 2 м. Береговые дюны развиты в северной части этого участка побережья; южнее м. Буена берег окаймлен пляжем шириной 200 м, а на поверхности прибрежной морской террасы четко прослеживаются реликтовые береговые валы, развитые на периферии дельтовой равнины Параибы [*Dias*. 1981].

Строение приустьевых равнин крупных рек района весьма однотипно. Это монолопастные дельты с единым главным речным рукавом. Характерной особенностью дельтовых равнин является наличие многочисленных песчаных валов, веером расходящихся от русла реки, что сближает эти равнины с известными чениер-пленами Луизианы и Гвианы.

Пример приустьевой равнины указанного типа представляет собой дельтовый выступ р. Параибы. Аккумулятивный выступ Параибы состоит из серии последовательно развивавшихся дельт. Самая первая из них формировалась юго-западнее м. Сан-Томе предположительно в период 3—5 тыс. лет назад.

Современное устье р. Параибы приурочено к северной части всей дельтовой равнины и уже заметно выступило за общую линию берега. Последовательное и длительное выдвижение речного устья в океан фиксируется несколькими генерациями береговых валов. Наиболее полно комплекс песчаных валов представлен по правобережью реки. Средняя высота валов здесь 2—3 м, расстояние между ними около 100—150 м. Формирование валов происходило (и происходит) в процессе вдольберегового поступления материала с юга. Формирование левобережных валов происходит в процессе поперечного перемещения наносов к берегу.

От м. Бузиус до м. Санта-Марта береговая линия протягивается в тесном соседстве с высокими горными хребтами. Это придает берегу весьма неровные очертания, что особенно характерно для южной части района и для участка Рио-де-Жанейро — Сан-Паулу, где непосредственно к океану подступают отроги Серры-Жерал и Серры-ду-Мар. Здесь вблизи берега они достигают высоты 500—1600 м. Берег сопровождается множеством гористых густо залесенных островов и расчленен глубокими заливами (Гуанабара, Сепетиба, Илья-Гранди, Сантус, Порту-Белу и др.), которые образуют хорошо защищенные удобные гавани. В заливе Гуанабара, например, оборудовано два морских порта — Рио-де-Жанейро и Нитерой. Крупнейший промышленный центр Бразилии — Рио-де-Жанейро раскинулся по западному берегу залива.

Вдоль этих участков побережья преобладают гористые, залесенные берега с высокими и крутыми абразионно-денудационными береговыми уступами, сравнительно слабо обработанными морем. Для прибрежной полосы юго-западнее Рио-де-Жанейро характерно своеобразное расчленение рельефа типа «сахарных голов» (см. рис. на с. 183).

Морские аккумулятивные формы у гористых участков побережья приурочены лишь к внутренним частям бухт, где развиты небольшие отрезки пляжей, в том числе знаменитый пляж Копакабана, расположенный между двумя каменистыми мысами с океанской сто-

Приморская часть Рио-де-Жанейро: голубые воды бухты, зеленые склоны прибрежных гор, белые пески и городские строения пляжа Копакабана — от мыса Леми (на переднем плане) до мыса-томболо Копакабана (в середине снимка). Внизу снимка — вход в залив Гуанабара

роны Рио-де-Жанейро. За некоторыми коренными островами формируются косы, или томболо. В вершинах бухт обычны песчано-илистые осушки, связанные с воздействием сравнительно невысоких здесь приливов. Величина прилива варьирует от 0,4 до 2,2 м, достигая максимума в районе залива Паранагуа. Наращивание осушки происходит крайне медленно. Об этом свидетельствуют, например, многолетние наблюдения, проведенные в заливе Илья-Гранди [*Vann.* 1980].

Там, где уступ кристаллического нагорья несколько отступает от океана, преобладает аккумулятивный, нередко выровненный лагунный берег. Лагунные участки прослеживаются в средней части района и к востоку от Рио-де-Жанейро. Между Рио-де-Жанейро и м. Кабу-Фриу развито 9 песчаных береговых баров, разделенных небольшими мысами, сложенными докембрийскими гранитогнейсами. Длина отдельных баров изменяется от 0,7 до 47,5 км, а высота их достигает 7,6—14,0 м. Средний уклон верхней части подводного берегового склона на аккумулятивных отрезках — 0,008 — 0,032 [*Muehe.* 1979]. Основным источником наносов является морское дно. Частично это подтверждается морфоскопическим и механическим анализом песчаных осадков, слагающих пересыпи.

Лагунный берег развивается также в районе городов Игуапи-Кананеа. Однако аккумулятивный пляжевый берег имеет здесь еще большее распространение и протягивается с отдельными перерывами вплоть до залива Сантус — на севере и города Жуэнвиль — на юге. На участке Паранагуа — Жуэнвиль прибрежная аллювиально-морская равнина достигает в ширину 25 км. В ее пределах реки имеют до 5 террас.

Южнее м. Санта-Марта до м. Эсте протягивается самый крупный лагунный комплекс. Начало этого лагунного побережья совпадает с погружением структур Восточно-Бразильского щита под верхнепалеозойские отложения тектонической впадины Параны. Климат здесь менее влажный, чем в более северных районах восточного побережья.

Вдоль моря протягиваются две обширные лагуны — Патус и Мирин — и около 30 более мелких водоемов. Крупнейшая лагуна — Патус имеет длину около 200 км. Ее глубина в основном 5—7 м, в южной части — не более 2 м. Очертания лагуны весьма неровные, что обусловлено развитием здесь серии типичных кос азовского типа, которые растут навстречу друг другу, постепенно расчленяя лагуну на ряд овальных водоемов. Широкий песчаный бар, отделяющий эти лагуны от океана, имеет сложное строение. Южные отрезки бара (начиная примерно от порта Ла-Палома) узки и осложнены серией активных береговых дюн высотой до 20—40 м.

Внешний выровненный контур всего барьерного комплекса образует ряд пологих выпукло-вогнутых дуг, в южной части осложненных небольшими слабо выступающими в сторону океана мысами. Большинство мысов связано с коренными останцами, оказавшимися у береговой линии (например, мысы Полонио, Рубия и др.).

Наличие мощной барьерной системы, окаймляющей побережье Южной Бразилии и Уругвая, свидетельствует о длительном процессе наращивания и выдвижения берегов в течение по крайней мере голоцена. Около 100 лет назад начался размыв этого аккумулятивного берега [*Bird.* 1976].

Западнее м. Эсте, в пределах северного борта эстуария Ла-Плата, преобладает абразионно-аккумулятивный бухтовый берег. Здесь близко к берегу подходят южные склоны изолированного кристаллического массива (южного купола Восточно-Бразильского щита) и его невысоких (до 50 м) хребтов — Серра-де-Карапе, Серра-де-лас-Анимас и др. Берег сопровождается многочисленными крутыми высокими мысами, мелкими каменистыми островками, абразионными останцами, надводными и подводными скалами, в совокупности придающими ему весьма живописный облик. В пределах низменной аллювиально-морской равнины встречаются изолированные вершины — «сахарные головы».

В вершинах бухт между скалистыми мысами развиты широкие песчаные пляжи. Местами короткие пересыпи отделяют от моря лагуны. Самой крупной из них является пресноводная лагуна Саусе, соединенная узкой протокой с небольшой бухтой Потреро. Пляжи связаны с местными источниками питания; их размеры особенно чутко реагируют на близость рек, выносящих достаточное количество обломочного материала. Аккумулятивные участки берега (особенно западнее Монтевидео, где они заметно преоб-

ладают) сопровождаются поясом береговых дюн высотой 3—5 м в районе пляжа Санта-Роса, 6—11 м — в районе м. Сан-Грегорио, а местами до 40 м, как, например, между м. Павон и устьем р. Куффе.

Живописные мысы, удобные песчаные пляжи, хорошее транспортное сообщение привлекают к этому побережью большой поток отдыхающих. Здесь много небольших курортных городов, цепочкой протянувшихся почти вдоль всего этого берега: Пирьяполис, Солис, Ла-Флореста, Салинас и др. Самый крупный из них — Пунта-дель-Эсте. В глубокой удобной бухте в средней части побережья расположен крупнейший порт и столица Уругвая город Монтевидео.

Вдоль южного борта эстуария Ла-Плата и далее вплоть до города Мар-дель-Плата протягивается широкая низменная равнина, в основном аллювиального, местами аллювиально-морского генезиса. Эта низменность является приморским продолжением знаменитых плоских равнин аргентинской пампы[1], которые в структурном отношении приурочены к крупнейшей платформенной депрессии — Ла-Платской, или Чако-Пампинской, синеклизе.

В прибрежных районах низменная равнина имеет глинистый поверхностный покров, слабо фильтрующий дождевые осадки. Поэтому во время обильных дождей этот район нередко сильно затапливается, несмотря на густую сеть дренажных канав и каналов.

Вдоль самого берега, особенно южнее м.Сан-Антонио, протягивается цепочка береговых дюн, покрытых обычно кустарниковой растительностью, а иногда даже деревьями. Однако нередко они являются активными формами, меняющими под действием ветров свое положение и очертания. Высота дюн от 2 м на пересыпи лагуны Мар-Чикита до 45 м к северу от нее.

Крупная лагуна Мар-Чикита в настоящее время связана с морем широким проливом, для которого характерна тенденция к смещению в северном направлении со средней скоростью (за период 1885—1915 гг.) примерно 200 м/год [*Isla*. 1981]. Эта тенденция обусловлена активным вдольбереговым перемещением прибрежных наносов к северу, что временами приводило к полной закупорке устья пролива. Чтобы уменьшить это явление в целях судоходства, с южной стороны устья построен входной мол, задерживающий береговые наносы.

Широкие песчаные пляжи (у м. Сан-Антонио — до 150 м) в южной части района используются как курорты (Сан-Клементе-дель-Тую и Мар-де-Ахо).

Берег сопровождается широкими песчано-илистыми отмелями, глубины над которыми часто меняются в зависимости от направления ветра (при сгоне или нагоне воды к берегу). Они наиболее обширны в пределах эстуария Ла-Плата, где оседает тонкий материал, в изобилии выносимый реками Уругваем и Параной. Эти отмели весьма затрудняют прибрежное судоходство, что особенно ощутимо в связи с наличием на этом участке двух крупнейших портов Аргентины — Буэнос-Айреса и Ла-Платы. Океанские суда подходят к этим портам только по специально углубленным фарватерам, в которых ежегодно проводятся землечерпательные работы.

Буэнос-Айрес — мощный торгово-промышленный центр и важный морской порт. Через него осуществляется до $^3/_4$ внешнеторговых связей страны, здесь расположена почти половина ее промышленных предприятий [*Волков*. 1956]: мясохладообрабатывающие, машиностроительные, химические, текстильные, нефтеперегонные, цементные и кожевенные заводы, тепловые электростанции. Ла-Плата отправляет на экспорт мясо, шкуры, кожи, шерсть и является военно-морской базой Аргентины.

Западнее города Мар-дель-Плата монотонность равнинного побережья нарушается горным массивом сьерр Буэнос-Айрес. Массив представлен двумя параллельными и сравнительно невысокими (500—1200 м) горными грядами северо-западного простирания. Это сложные асимметричные горсты платформенного фундамента с крутыми северо-восточными склонами [*Хаин*. 1971]. С обращенных к океану крутых склонов массивов стекают многочисленные водотоки, дренирующие прибрежную равнину и выносящие к морю обломочный материал.

С близким к океану расположением горных склонов связано некоторое сокращение ширины прибрежной аллювиально-морской

---

[1] Пампа на языке индейцев кечуа — «травянистая безлесная равнина».

равнины. Наиболее выдвинутое к береговой линии юго-восточное окончание гряды Сьерра-дель-Тандиль оказывает непосредственное влияние на морфологию берега: здесь в окрестностях порта Мар-дель-Плата происходит усиление размыва берега, а на участке южнее порта развит бухтовый берег с крутыми мысами, окаймленными каменистыми бенчами.

На остальном протяжении этого отрезка побережья берег отличается выровненностью и сопровождается широкими песчано-гравийными пляжами. Вдоль берега со стороны суши протягивается, как и в более северных районах, голоценовая морская равнина с серией береговых валов (особенно близ устьев рек), в настоящее время сильно перевеянных и осложненных эоловыми формами. Высота мористой береговой дюны достигает местами 15—40 м. Между береговыми валами на многих участках часто располагаются обширные озера-лагуны.

На современном этапе, по данным Аргентинской гидрографической службы, в пределах голоценовой морской равнины преобладает отступание береговой линии [*Swift et al.* 1978; *Bird.* 1976]. На многих участках размыву подвергается прибрежный пояс дюн.

На пляжах северного побережья залива Эль-Ринкон, в окрестностях Пехуан-Ко, имеются сцементированные карбонатом кальция песчаные осадки, которые являются единственным образованием бич-рока, известным на Атлантическом побережье южнее р. Ла-Платы [*Mouzo et al.* 1975].

Юго-восточные берега Южной Америки

Юго-восточная береговая область охватывает побережье Патагонии и Огненной Земли. В структурном отношении основная часть побережья приурочена к эпипалеозойской платформенной плите с большой мощностью осадочного чехла.

В прибрежной полосе основные структурные элементы простираются с северо-запада на юго-восток и далеко протягиваются в пределы шельфа. Здесь выделяются два крупных поднятия фундамента — Северо- и Южно-Патагонские. Эти поднятия фундамента разделяют серию глубоких прогибов — Рио-Колорадо — Рио-Негро, Чубут — Сан-Хорхе и Санта-Крус, который сливается с Магеллановым передовым прогибом Анд Южной Патагонии и Огненной Земли [*Хаин.* 1971].

Структурные особенности побережья определяют характер береговой линии. Она осложнена крупными структурными заливами, широко открытыми в сторону океана, — Баия-Бланка, Сан-Матиас, Сан-Хорхе, Баия-Гранде и более мелкими.

К вершинам заливов обычно примыкают небольшие низменные, иногда террасированные равнины, окаймленные песчаными и песчано-гравийными пляжами. Низменной является также большая часть восточного побережья о. Огненная Земля — на участке выхода к океану передового Магелланова прогиба. Только юго-восточная половина этого острова имеет гористое побережье — здесь к берегу подступает Патагонская Кордильера, которая в этом районе имеет высоту до 500 м. На всем остальном протяжении побережье представляет собой высокие плато, образующие отвесные береговые обрывы высотой 50—150 м. Вдоль побережья местами прослеживаются серии морских и аллювиально-морских террас, свидетельствующих о недавних поднятиях прибрежной территории. Плато и террасы расчленены глубокими долинами временных водотоков — «каньядонес». Постоянным характером отличаются наиболее крупные реки (Рио-Колорадо, Рио-Негро, Рио-Чико и др.), берущие начало на склонах Анд и питающиеся водами горных озер и ледников.

Патагонии свойственны полупустынные климатические условия. Основные объемы влаги поступают на материк с северо-западными ветрами и почти полностью задерживаются на тихоокеанских склонах Андийских горных цепей. Восточные ветры, приходящие с Атлантического океана, несут мало влаги, поскольку они проходят над холодным Фолклендским течением. В результате годовые суммы атмосферных осадков на Патагонском побережье не превышают 150—200 мм. Несколько большее количество атмосферных осадков — до 500 мм — характерно для крайнего севера и крайнего юга побережья. На восточном побережье Огненной Земли выпадает до 1000 мм осадков.

Фолклендское течение оказывает умеряющее воздействие также на летние температуры [*Власова.* 1976]. Средняя температура января в Санта-Крусе +15°, хотя севернее она

постепенно повышается до +18—20°. Зимой за счет частого проникновения холодных южных фронтов местами возможны морозы до 30°. Однако снег не задерживается надолго [*Волков*. 1956]. Характерен холодный и сухой ветер с юго-запада — памперо, переносящий много пыли и мелкого гравия.

В целом на побережье в течение почти всего года господствуют ветры западных румбов с общей повторяемостью 60—75%, важны также ветры с севера, северо-востока и особенно с юга, возбуждающие мощные штормы. Средние скорости ветра достигают 3—5 м/с, на юге — до 7—9 м/с. Штормы весьма часты, штили наблюдаются в основном на севере побережья, где их повторяемость составляет 8—20%.

Постоянные сильные ветры вызывают значительную дефляцию высоких береговых уступов и поверхности плато, на которой сохраняется характерная галечная ветрозащитная отмостка [*Александровская и др.* 1963].

В феврале повторяемость ветрового волнения III—IV балла составляет 40—50%, а повторяемость волнения V баллов на юге побережья достигает 20%. Большое значение для морфологии берега имеет зыбь, приходящая в основном с севера, юга и юго-востока. Повторяемость зыби V баллов в том же феврале в южной части побережья может достигать 35%. Немаловажную роль играют приливы, с которыми связаны широкие осушки в вершине некоторых мелководных заливов и усиление абразии на отвесных береговых уступах. Наибольшей величины приливы достигают в устьях рек Рио-Чико, Коч (Койле) и Гальегос, где величина сизигийного прилива достигает 12,3 — 12,6 м, у м. Эмпириту-Санту — до 12 м.

Побережье Патагонии отличается общей приглубостью подводного берегового склона. В крупных заливах глубина нередко превышает 100 м, причем стометровая изобата сравнительно близко подходит к берегу (заливы Сан-Матиас, Нуэво). Это обеспечивает развитие сильного волнения в прибрежной зоне и преобладание абразионных процессов вдоль Патагонского побережья.

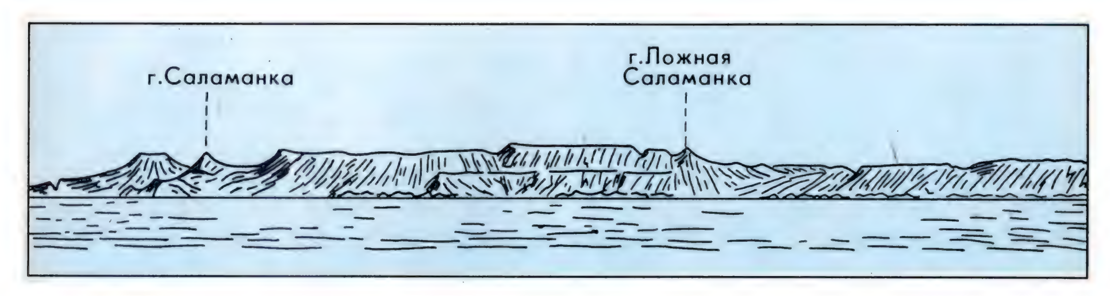
Юго-восточная береговая область целиком входит в состав Аргентины и располагается в ее наименее развитой и заселенной части. Большинство населенных пунктов приурочено к речным долинам, хорошо защищенным от сильных ветров и имеющим запасы пресной воды. Реки судоходны только в низовьях. Наиболее крупными городами являются морские порты, расположенные обычно в устьях рек. Это порты Пуэрто-Десеадо, Рио-Гальегос, Санта-Крус, Рио-Гранде. Важную роль в экономике страны играет бухта Баия-Бланка, в северо-западной части которой оборудовано несколько крупных портов — Пуэрто-Росалес, Пуэрто-Бельграно, Пуэрто-Насьональ, Пуэрто-Куатрерос, Пуэрто-Инхеньеро-Уайт (аванпорт г. Баия-Бланка). Через эти порты экспортируются большие объемы зерна, а ввозятся различные промышленные товары. Из более южных портов, таких, как Сан-Хулиан, Рио-Гранде, Санта-Крус, вывозятся в основном продукты животноводства.

Полезные ископаемые Патагонии изучены пока недостаточно. Открытие в 1907 г. первого промышленного месторождения нефти близ Комодоро-Ривадавия [*Rosa*. 1981] сыграло решающую роль в развитии и освоении побережья залива Сан-Хорхе. В настоящее время это месторождение дает до 75% всей добычи нефти в стране. Комодоро-Ривадавия стал главным городом и крупнейшим нефтяным портом Патагонии. Другим значительным нефтедобывающим районом является Огненная Земля. В целом к 1981 г. достоверные запасы нефти в Аргентине оценивались в 335 млн т [*Rosa*. 1981], а добыча ее в 1980 г. составила 29 млн м^3, что на 90% удовлетворяло потребности страны [*Urriza*. 1981].

Патагония является важным овцеводческим районом Аргентины, занимающим третье место среди капиталистических стран [*Александровская и др.* 1963]. Поголовье овец достигает здесь более 20 млн.

Прибрежные воды Патагонии обеспечивают значительный объем рыбной продукции (в основном мерлуза и различные виды ракушек и креветок). Потенциальные запасы мерлузы у берегов Патагонии и Огненной Земли составляют 448 тыс. т [Estructura... 1981].

От залива Баия-Бланка до м. Раса протягивается западный берег залива Эль-Ринкон, который в виде прямого угла (что отражено в его названии) вдается в сушу между окрестностями порта Кекен и м. Раса. В вершине этого угла находится бухта Баия-Бланка, а к югу от



Общий вид западного борта залива Сан-Хорхе, севернее порта Комодоро-Ривадавия

нее располагается ряд более мелких бухт, осложняющих западный борт всего залива. Эти бухты вдаются в широкую аллювиально-морскую равнину, полого спускающуюся к морю, поэтому их берега, как правило, низкие. На севере района они сопровождаются поясом дюн высотой 10—12 м, часто лишенных растительности и развеваемых ветром. У устья основного рукава р. Рио-Колорадо цепь дюн резко обрывается, и далее к югу низкая заболоченная равнина непосредственно выходит к океану. Своеобразный выступ берега, ограниченный, по-видимому, системой тектонических разломов, образует дельта р. Рио-Колорадо.

Характерной особенностью описываемого отрезка побережья являются широкие песчаные, реже песчано-илистые осушки, почти непрерывной полосой протягивающиеся вдоль западного берега залива Эль-Ринкон. Осушки обусловлены воздействием высоких приливов и мощных сгонно-нагонных явлений. Величина сизигийного прилива у этих берегов в среднем достигает 2,8 м, скорости приливных течений в прибрежной полосе 2—4 узла. Восточные и юго-восточные ветры, действующие в основном летом, обычно непродолжительны, но могут достигать силы шторма и развивать крупную волну. С ними связан нагон воды к берегу и соответствующее повышение уровня моря (в бухте Баия-Бланка на 0,9 м). Господствующие северо-западные и западные ветры вызывают сильный сгон воды и понижение уровня моря до 1,5 м.

Формированию осушек способствуют малые уклоны береговой зоны (как в подводной, так и в надводной частях). Ширина осушек обычно 1,5—2 км.

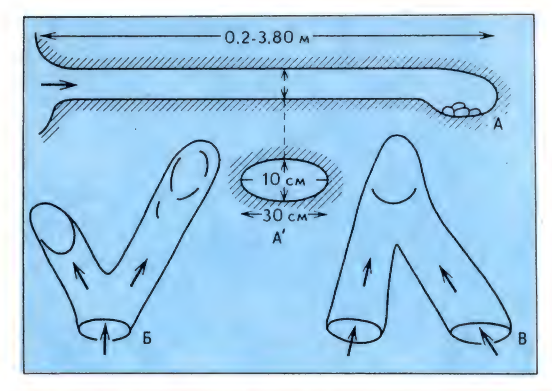
Западнее м. Раса, в пределах залива Сан-Матиас, и далее к югу до устья р. Чубут берег в целом слабо расчленен и имеет абразионно-аккумулятивный характер. Усиление здесь абразионных процессов связано с приближением к океану высоких патагонских плато. Немаловажное значение имеет также и общая приглубость береговой зоны, что способствует развитию здесь сильного волнения. В заливе Сан-Матиас изобата 100 м подходит к берегу на расстояние всего 25 км — на западе и около 14 км — на юге. Глубоководны и заливы Сан-Хосе и Гольфо-Нуэво (глубина свыше 170 м).

В пределах северного берега залива Сан-Матиас преобладают аккумулятивные участки. Сравнительно неширокий песчаный пляж сопровождается с тыловой стороны полосой береговых дюн высотой 9—16 м. На участках выхода к берегу столовых плато формируются обрывистые клифы.

В северо-западной вершине залива Сан-Матиас располагаются две крупные аккумулятивные формы (косы), отчленяющие небольшую мелководную бухту Сан-Антонио, почти вся акватория которой занята осушкой, поросшей местами тростником. Образование этих песчаных кос связано, по-видимому, с конвергенцией на этом участке двух потоков наносов, следующих вдоль западного и северного бортов залива. Вероятно, этому во многом способствует своеобразие распределения в заливе приливных течений, усиливающих волновые вдольбереговые течения.

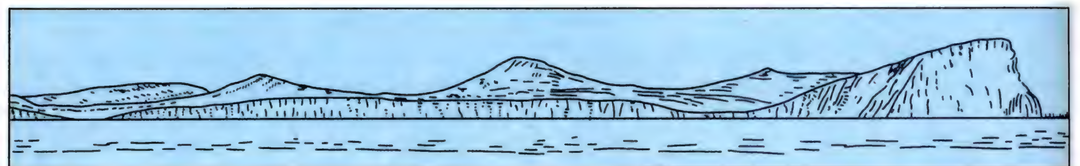
Аккумулятивные формы, питающиеся конвергирующими вдольбереговыми потоками наносов, растут навстречу друг другу и имеют длину более 5 км (западная) и около 14 км (восточная). Их поверхность осложнена системой береговых дюн высотой до 38 м. Дюны в основном лишены растительного покрова и активно развеваются ветром.

Крупная аккумулятивная форма аналогичного типа располагается также на восточном



Гнездо попугая Cyanoliseus patagonus Vicillot [*Leonardi, Raй Oporto*. 1983]. А — продольный разрез, А' — поперечный разрез, Б — дивергирующее гнездо, В — конвергирующее гнездо

Общий вид северо-западного борта (приустьевая часть) бухты Сан-Пабло (Аргентина)



берегу п-ова Вальдес. Она протягивается на расстояние около 25 км и в наиболее возвышенной прикорневой части имеет высоту 7 м, постепенно понижаясь к югу. Коса отделяет от моря узкую лагуну Вальдес с глубинами до 3,7 м, а у устья — до 4,9 м. В самой узкой южной части лагуна имеет ширину не более 200—300 м, на севере она более широка и осложнена мелкими и низкими песчано-галечными островками.

Песчано-галечными отложениями сложена и сама коса. Коса растет с севера на юг и питается за счет размыва высоких клифов в районе м. Норте. Наличие небольшой встречной песчано-галечной косы, ограничивающей с юга вход в лагуну Вальдес и растущей в северном направлении от м. Кантор, свидетельствует о двустороннем вдольбереговом перемещении наносов на этом участке под воздействием северо-восточных и юго-восточных ветров и волнений.

Другие аккумулятивные участки побережья (на западном и южном берегах залива Сан-Матиас, на севере п-ова Вальдес, в заливе Гольфо-Нуэво и др.) представлены неширокими песчано-галечными и галечными пляжами, ширина которых заметно увеличивается (до 100 м и более) близ устьев рек Арройо-Саладо и Арройо-Верде. Местами пляжи окаймлены со стороны суши грядами береговых дюн, высота которых может достигать 30—60 м (север п-ова Вальдес). Однако более типичны песчаные дюны высотой 9—12 м (на западном и восточном берегах залива Нуэво). Близ г. Пуэрто-Мадрин аккумулятивный берег также подвергается размыву, и волны подмывают морской склон береговых дюн.

Отрезки пляжей чередуются с высокими абразионными уступами. При движении с севера на юг длина пляжевых участков сокращается, и преобладающее значение приобретает абразионный берег. Крутые, часто отвесные клифы высотой до 40—80 м выработаны в склонах прибрежных плато. У подошвы клифов располагаются узкие полоски галечных пляжей или каменистые площадки бенчей, иногда протягивающиеся от берега на расстояние 1,5—1,8 км, например у м. Нинфас. По мере возрастания роли береговых уступов на юге района постепенно увеличивается и их высота — до 92 м у м. Нинфас и более 100 м у м. Леон.

В разрушении клифов кроме морского волнения и различных денудационных процессов местами заметную роль играют биогенные факторы. Так, на побережье провинции Рио-Негро и в южной части провинции Буэнос-Айрес клифы, выработанные в основном в плиоцен-плейстоценовых песчаниках, пронизаны многочисленными гнездами местной породы попугаев (Cyanoliseus patagonus Vieillot). Жилища птиц — это горизонтальные цилиндрические тоннели длиной до 3,8 м. Они увеличивают водо- и ветропроницаемость породы, усиливая эрозию и эоловое разрушение стенки клифа и вызывая частые обвалы.

Между устьем р. Чубут и м. Аристисабаль (на северном берегу залива Сан-Хорхе) берег имеет очень извилистые очертания и относится к абразионно-аккумулятивному мелкобухтовому типу. Подступающие непосредственно к береговой линии восточные склоны высокого (свыше 300 м) плато Месета-де-Монтемайор образуют многочисленные скалистые мысы, разделяющие бухты и бухточки, такие, как Янссен, Вера, Расо и многие другие. К вершинным частям бухт приуро-

чены так называемые карманные пляжи, сложенные песчаным или песчано-галечным материалом и сопровождаемые невысокими грядами дюн.

Превалируют как на мысах, так и в бухтах крутые, порой отвесные клифы высотой 15—20 м, выработанные в коренных породах. Резко повышаются клифы на севере района, у м. Дельфин, и в окрестностях бухты Крус.

К основанию клифов, как правило, примыкают широкие (до 1—1,5 км), частично осыхающие бенчи, прикрытые нередко в тыловой части маломощными галечными или песчаными накоплениями.

Почти на всем протяжении берег сопровождается мелкими каменистыми островками и скалами высотой от нескольких до десятков метров, частично поросшими кустарниковой растительностью. Берега наиболее крупных островов в большинстве случаев абразионные. В процессе эволюции континентального берега ближайшие к нему острова могут причленяться к материку за счет образования томболо. Примером такой формы является песчано-гравийный перешеек п-ова Сан-Антонио (северный берег залива Сан-Хорхе), который соединяет с материковым берегом бывший скалистый островок высотой 88 м.

Западный и южный берега залива Сан-Хорхе — самого крупного залива Патагонии — почти на всем протяжении сопровождаются со стороны суши крутыми ступенями высоких плато, осложненных местами останцовыми коническими горами. Подмыв волнами крутых склонов плато обеспечивает преобладание здесь абразионных и абразионно-денудационных береговых форм.

Берег сравнительно слабо расчленен. Немногочисленные бухты невелики по размерам и широко раскрыты в сторону океана. Ряд несколько более глубоких бухт располагается в окрестностях порта Комодоро-Ривадавия. Во время действия сильных, хотя и сравнительно редких восточных и южных ветров в районе порта развивается большое волнение. Из-за значительных приливных колебаний уровня моря океанские суда и танкеры встают на якорь в 1—2 км от берега [*Волков*. 1956].

В вершинах бухт и в небольших вогнутостях берега располагаются обширные песчаные, песчано-галечные и галечные пляжи. Их длина может достигать 5,5 км (бухта Солано) и более, а ширина местами превышает 100 м. Однако преобладает (в том числе и в бухтах) абразионный берег с высокими (до 50 м) береговыми уступами, окаймленными осыхающими бенчами. В пределах бухт в основании клифов нередко формируется маломощный галечный пляж.

От м. Трес-Пунтас до бухты Сан-Хулиан высокие патагонские плато несколько отступают от береговой линии. Вдоль берега протягивается нижняя платообразная ступень высотой в прибрежной части 100—150 м. Местами она осложнена высокими денудационными останцами, часто с плоской вершиной, такими, как г. Серро-Махнани (237 м), г. Монте-Шолл (306 м) и др.

Между морем и плато почти на всем протяжении берега — от м. Трес-Пунтас до бухты Сан-Хулиан — располагается низкая равнина, сложенная в основном аллювиальными осадками. Наибольшей ширины она достигает в районе м. Трес-Пунтас. Морской край равнины абрадируется волнами, особенно во время сильных, хотя и кратковременных юго-восточных ветров. Перед крутыми невысокими (первый десяток метров) клифами развиты широкие бенчи (до 1,5—2 км), подводные скалы, каменистые банки и острова.

Береговая линия этого района осложнена серией небольших бухт — Осо-Марино, Нодалес, Десвелос, Лаура и др., ограниченных, как правило, невысокими плоскими мысами. В бухтах формируются широкие песчано-галечные и песчаные пляжи, которые прослеживаются также в небольших вогнутостях берега на участке от м. Кабо-Даньосо до бухты Сан-Хулиан. Последняя глубоко вдается в сушу между высокими (до 35 м) мысами Кабо-Курьосо и Десенганьо. Берега бухты окаймлены широкими приливными осушками (величина максимального прилива 7,1 м). В целом описанный берег относится к мелкобухтовому абразионно-аккумулятивному типу.

От бухты Сан-Хулиан до устья Магелланова пролива протягивается выровненный, преимущественно абразионный берег, расчлененный эстуариями сравнительно крупных рек: Рио-Чико и Санта-Крус, Кои, Гальегос. Ступени плато почти вплотную подходят к берегу, несколько отдаляясь от него на самом юге.

На севере района (участок до эстуария

Санта-Крус) вдоль уреза почти непрерывной стеной протягиваются отвесные глинистые брывы со средней высотой около 100 м. Уступы заметно понижаются к югу и близ северо-восточного борта эстуария Санта-Крус постепенно исчезают. Во время прилива вода подступает непосредственно к основанию обрывов. В период отлива у подошвы береговых уступов обнажается узкая и крутая илисто-гравийная осушка. Местами к уступу примыкают широкие (от 1,5 до 1,8 км) каменистые бенчи.

Южнее эстуария Санта-Крус также простирается высокий абразионный берег. Высота его максимальна (от 130 до 150 м) на участке между эстуариями Санта-Крус и Кои, где к берегу приближаются высокие ступени плато. Далее к югу береговой обрыв постепенно понижается в сторону м. Вирхенес. На большом протяжении в основании абразионного уступа протягиваются узкие и маломощные песчано-ракушечные пляжи (преобладает темный песок). Для северной части района характерны широкие (1,5—1,8 км) каменистые бенчи. У подножия береговых обрывов нередки навалы крупных глыб, образовавшихся в результате обвалов (севернее устья р. Кои).

Типичные береговые аккумулятивные формы здесь весьма редки и встречаются лишь у входных мысов эстуариев и Магелланова пролива. Таковы, например, песчано-галечные формы у мысов Десенганьо (устье залива Сан-Хулиан), Норте (устье р. Кои), Бустаманте (эстуарий Гальегос), Дангенес (южная оконечность материка). Слагающие их многочисленные береговые валы, хорошо видные на аэрофотоснимках [*Etchichury, Remizo*. 1967], фиксируют стадии постепенного наращивания этих береговых форм.

Восточный берег о. Огненная Земля общей протяженностью около 300 км располагается в разных ландшафтных условиях. Вдоль северной его половины, примерно до м. Пеньяс, протягивается однообразная равнина, покрытая скудной травянисто-кустарниковой растительностью, похожая на прибрежные равнины Южной Патагонии. В южной половине района к берегу приближаются отроги Патагонской Кордильеры, появляются леса, берег становится высоким, гористым и более живописным.

Во многих местах береговая линия прорезана устьями мелководных рек, большая часть которых пересыхает в летнее время. В северной половине района, где прибрежная равнина относительно широка, они имеют значительную длину, на юге реки короткие, с меньшей площадью водосбора. Наиболее крупной и многоводной является р. Рио-Гранде, в устье которой оборудован единственный в этом районе порт. Он принимает небольшие суда и функционирует только во время приливов, высота которых достигает 4,5—5,8 м.

На самом северном участке (до бухты Сан-Себастьян) и в южной половине района преобладают абразионные процессы. Здесь на большом протяжении к урезу спускаются почти отвесные обрывы высотой 30—50 м. На отдельных мысах береговые уступы повышаются до 100 м и носят типичный абразионно-денудационный характер. У подножий уступов выработаны обширные бенчи — до 2 км на севере и более узкие на юге. Примечательно, что абразия развивается и в пределах небольших бухт, ослабевая лишь в их вершинных частях, где под влиянием высоких приливов формируются аккумулятивные (песчано-илистые) или каменистые осушки.

В средней части района абразионные участки, приуроченные в основном к выступающим мысам, чередуются с отрезками низкого берега, окаймленного песчаным пляжем. Береговая линия района слабо извилиста и осложнена лишь небольшими бухтами, самая крупная из которых — Сан-Себастьян — приурочена к структурной депрессии в северной части района.

Раздел 5

АТЛАНТИЧЕСКИЕ БЕРЕГА ЕВРОПЫ

Общие сведения о регионе

Европейское побережье, выходящее к Атлантическому океану, отличается значительной изрезанностью своего внешнего контура, который осложнен обширными морями: Северным, Ирландским и глубоко вдающимся в сушу Балтийским. Здесь имеются крупные полуострова: Пиренейский, Ютландия, Бретань, Котантен и широкие заливы (Бискайский). Вдоль побережья располагаются Британские о-ва, входящие в число крупнейших материковых островов мира, и множество мелких островов, объединяемых в несколько архипелагов.

Протягиваясь в целом с северо-востока на юго-запад, береговая линия Европы сечет под некоторым углом основные геолого-тектонические элементы. Побережья Балтийского и восточной половины Северного морей располагаются в пределах жесткого ядра Европы — древней (докембрийской) Восточно-Европейской платформы и нарастившей ее с юго-запада полосы байкальской складчатости. Орографически наиболее приподнятой является область Балтийского щита — мощного выступа кристаллического основания платформы, где повсеместно обнажаются коренные породы и развит выровненный ледниками рельеф. Широкое развитие получили холмистые низменности и плоскогорья, переходящие на западе в низкогорный рельеф с высотами порядка 1000 м (особенно на юге Норвегии). Весьма характерны для этой территории формы ледниковой экзарации и поздне- и послеледниковые гляциоизостатические поднятия.

Южнее к побережьям Балтийского и Северного морей выходят обширные пластовые и пластово-моноклинальные равнины — Русская и Германо-Польская (Среднеевропейская). Прибрежные районы этих равнин в плейстоцене неоднократно захватывались оледенениями. Свидетельством их влияния являются хорошо сохранившиеся и повсеместно развитые ледниково-аккумулятивные и водно-ледниковые формы рельефа, придающие поверхности равнин холмистый или полого-увалистый облик. Большое значение для развития побережий, особенно в южной части Северного моря, имеют послеледниковые прогибания, развившиеся по периферии области гляциоизостатического поднятия. Эти участки побережья лежат местами на 5—7 м ниже ур. м. и отделены от него искусственными дамбами.

В целом для всей территории, испытавшей влияние плейстоценового оледенения, были характерны ледовый снос на севере, в пределах Балтийского щита, и ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция на юге, в пределах Русской и Среднеевропейской равнин. Значительное ледниковое воздействие испытали также Британские о-ва, особенно в их северной части. Здесь располагаются области каледонской складчатости. Для этих областей характерен рельеф возрожденных гор с высотными отметками до 1300 м в северошотландских нагорьях и до 1000 м в Северном Уэльсе. Горный рельеф сформировался в кайнозойское время. Омоложенные древние тектонические трещины активно разрабатывались речной эрозией, усилившей расчленение рельефа.

Почти вдоль всей остальной части европейского побережья Атлантики протягиваются структуры так называемой «герцинской Европы». На материковом побережье они следуют почти непрерывной полосой от Южной Бельгии до Иберийской Месеты. В рельефе герцинидам соответствуют низкие и средневысотные горные возвышенности, чередующиеся с обширными низменными равнинами. Всхолмленные равнины развиты на мощном осадочном чехле плит молодой эпипалеозойской платформы. Горы обычно невысоки — максимально до 1400—1800 м, со сглаженными и выровненными вершинами; только Иберийская Месета поднята выше 2500 м. Выходы складчатого основания значительно влияют на конфигурацию побережья Западной Европы. Там, где береговая линия сечет складчатые горные сооружения, образуются далеко выступающие в море мысы и полуострова, такие, как узкие полуострова на юго-западе Ирландии, п-ов Корнуолл (Англия), п-ова Котантен и Бретань (Франция).

Лишь в двух местах к Атлантическому побережью выходят молодые альпийские образования, представленные в рельефе складчатыми линейно вытянутыми сооружениями Пиренейских и Андалузских (Бетская

Кордильера) гор. Высота этих гор до 3000 м. Сопровождающие их предгорные прогибы выражены в рельефе узкими низменностями, которым в плановой конфигурации береговой линии соответствуют вершины Бискайского и Кадисского заливов.

Климатические особенности атлантического побережья Европы определяются прежде всего расположением его большей части в пределах умеренного пояса. Для побережья характерны мягкие зимы со средней температурой января от 0 до +8° и сравнительно нежаркое лето: в июле средняя температура достигает 16—24°, а на Британских о-вах +8—16° [Страны и народы. Западная Европа. 1979]. Господствует западный перенос воздушных масс, поэтому наибольшее количество осадков (1000—2000 мм/год) выпадает на западных (наветренных) склонах гористых побережий Ирландии, Великобритании, Южной Норвегии и Пиренейского п-ова. Остальные участки побережья также получают значительное количество атмосферных осадков (от 500 до 750 и даже 1000 мм/год). Некоторое сокращение этого количества (до 400—500 мм/год) наблюдается вдоль западного (подветренного) побережья Балтийского моря. В приатлантических районах осадки выпадают практически в течение всего года, хотя основная их масса приурочена к осенне-зимнему сезону в связи с частым прохождением в это время года циклонов со стороны океана.

Самый юг приатлантической Европы — побережье Пиренейского п-ова — располагается в пределах субтропического пояса и характеризуется средиземноморским климатом. Основными чертами этого климата являются высокие (выше 20°) среднемесячные температуры сухого летнего сезона и положительные (более 4°) температуры зимнего дождливого периода. Особенности погоды летом обусловлены влиянием центра повышенного давления — Азорского максимума. Зимой частая смена циклонической деятельности определяет неустойчивость погоды и преобладание штормовых ветров с запада и юго-запада.

Огромное влияние на природные условия европейского побережья оказывает мощная система теплых течений, продолжающих Гольфстрим в водах Северной Атлантики. Преобладание западного переноса воздушных масс и общая западная экспозиция европейского побережья обусловливают первостепенную важность для развития береговой зоны ветров, дующих с запада. С этими ветрами связано развитие у берегов Европы значительного волнения. Зимой юго-западные ветры приносят на побережье со стороны Атлантики тепло, влагу и частые туманы. С ними связаны также основные штормы. У западного побережья Шотландии штормы этого направления появляются 10—13 раз в год. При этом высота волны может достигать 4—6 и даже 8 м. Несколько менее часты и сильны в этот период ветры и волнения с запада, северо-запада и севера.

В летний сезон господствуют западные и северо-западные ветры, приносящие относительно холодный и влажный атлантический воздух, снижающий летние температуры. В целом западноевропейское побережье характеризуется преобладанием в течение всего года атлантических воздушных масс и достаточно высоким уровнем волновой энергии, который несколько снижается в пределах мелководных внутренних морей.

Немаловажную роль в развитии береговой зоны играют приливные колебания уровня моря. На атлантическом побережье Европы они составляют обычно 3—7 м, возрастая вдвое в заливах и проливах. Так, на берегах пролива Ла-Манш (особенно в устьях впадающих сюда рек) прилив в сизигию достигает 10—15 м, а в некоторых узких заливах Западной Англии — до 10,2—14,4 м. В восточной половине Северного моря и тем более в Балтийском море величина прилива значительно меньше (соответственно 2—2,5 м и менее 0,1 м), однако на прилив здесь часто накладываются мощные нагонные явления. Сильные и продолжительные западные и северо-западные ветры на побережье Северного моря вызывают повышение его уровня над средним положением более чем на 3 м, а с длительными, хотя и редкими восточными ветрами связан спад уровня на величину свыше 2 м. Приливные и сгонно-нагонные явления приводят к формированию здесь обширных (до нескольких километров) песчано-илистых осушек, местное наименование которых — «ватты» — давно стало нарицательным. С сильными приливными течениями (скорость обычно от 1,5 до 4 узлов) у берегов Европы связано усиление вдольбере-

говых перемещений наносов и преобразование устьев рек и заливов.

Сравнительно большая влажность климата Западной Европы создает благоприятные условия для развития густой речной сети. Реки не имеют большой длины (ни одна из них не достигает 3000 км), но отличаются полноводностью, получая кроме дождевого дополнительное питание за счет подземных вод, таяния снегового покрова и горных ледников. Полноводность рек и относительная мягкость пород осадочного чехла древней и молодой платформ обеспечивают возможность выноса в береговую зону океана значительного объема обломочного материала. Однако в настоящее время реки существенно зарегулированы, а большая часть их вод используется на хозяйственные нужды, что заметно снизило твердый сток в океан.

Атлантическое побережье Европы относится к числу наиболее освоенных в промышленном и хозяйственном отношении приморских территорий мира. Многие столицы приморских государств являются крупными портами, например Стокгольм, Хельсинки, Копенгаген, Лондон, Лиссабон. Для портов Европы характерна тесная связь с глубинными промышленными районами. У европейских стран обширные торговые связи, у их берегов и через их многочисленные порты проходят мощные и важнейшие мировые морские грузопотоки. Общий грузооборот портов Западной Европы превышает 1,9 млрд т [Экономич. география... 1979]. Крупнейшие порты Западной Европы стали центрами мощных промышленных комплексов, осуществляющих торговые, промышленные и транспортные функции. Так, в Копенгагене сосредоточено 30% населения и 40% промышленного потенциала Дании [*Там же.* 1979].

Большой толчок развитию портово-промышленных комплексов дало открытие в конце 60-х — начале 70-х годов нефтяных и газовых месторождений в Северном море. Разведанные запасы нефти превышают здесь 3 млрд т (или $^9/_{10}$ общих запасов нефти в странах капиталистической Европы), природного газа — 2 трлн м^3 [Страны и народы. Зарубеж. Европа. 1981]. Строительство нескольких подводных нефтепроводов вызвало значительное расширение в портовых центрах нефтеперерабатывающей промышленности, а также связанных с ней электроэнергетики и химии.

Немаловажное значение имеют приморские курортные центры, весьма характерные для побережий Франции, Испании, Португалии и Британских о-вов [Экономич. география Мирового океана. 1979]. Мягкий климат и прекрасные песчаные пляжи привлекают сотни тысяч туристов из разных стран к таким известным курортам, как Биарриц, Сен-Жан-де-Люз, Див (Франция), Остенде (Бельгия), Флиссинген и Домбург (Нидерланды), Скаген, Рингкёбинг (Дания), и многим курортам на побережье Балтийского моря.

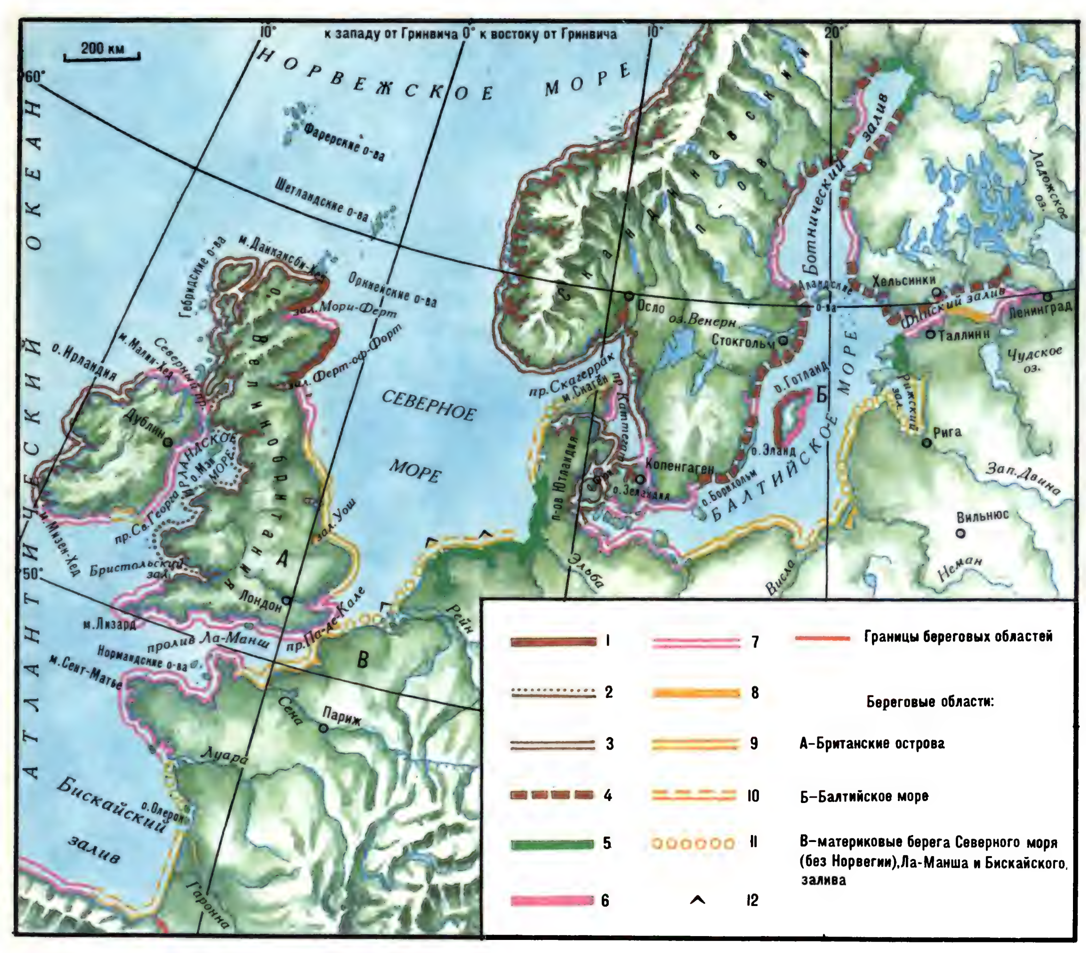
Атлантические берега Европы (особенно берега Великобритании) относятся к наиболее изученным береговым объектам в бассейне Атлантического океана. По природным особенностям развития берегов здесь выделяются 4 крупные береговые области: Британские о-ва, Балтийское море, материковое побережье Северного моря, Ла-Манша и Бискайского залива и юго-запад Европы.

Берега Британских островов

Британские о-ва, и прежде всего крупнейшие из них — Великобритания и Ирландия, по своим природным условиям имеют много общих черт с соседней материковой сушей. Их береговая линия в пределах Северного и Ирландского морей и пролива Ла-Манш оформилась всего несколько тысяч лет назад [Страны и народы. Зап. Европа. 1979].

Основные физико-географические особенности Великобритании и Ирландии определяются островным положением на краю обширного мелководного шельфа, преобладанием древних горных массивов на севере и западе и равнин на юго-востоке, значительным влиянием плейстоценовых ледниковых покровов, расположением на пути движения мощных циклонов со стороны океана и близостью теплого Северо-Атлантического течения.

Часто почти поперечная по отношению к береговой линии ориентировка геологических структур обусловливает большое литологическое и возрастное разнообразие пород вдоль берега. Преобладают низкие и средневысотные горы, густо расчлененные сбросовыми долинами и впадинами на ряд нагорий с останцовыми и глыбовыми хребтами [*Алек-*



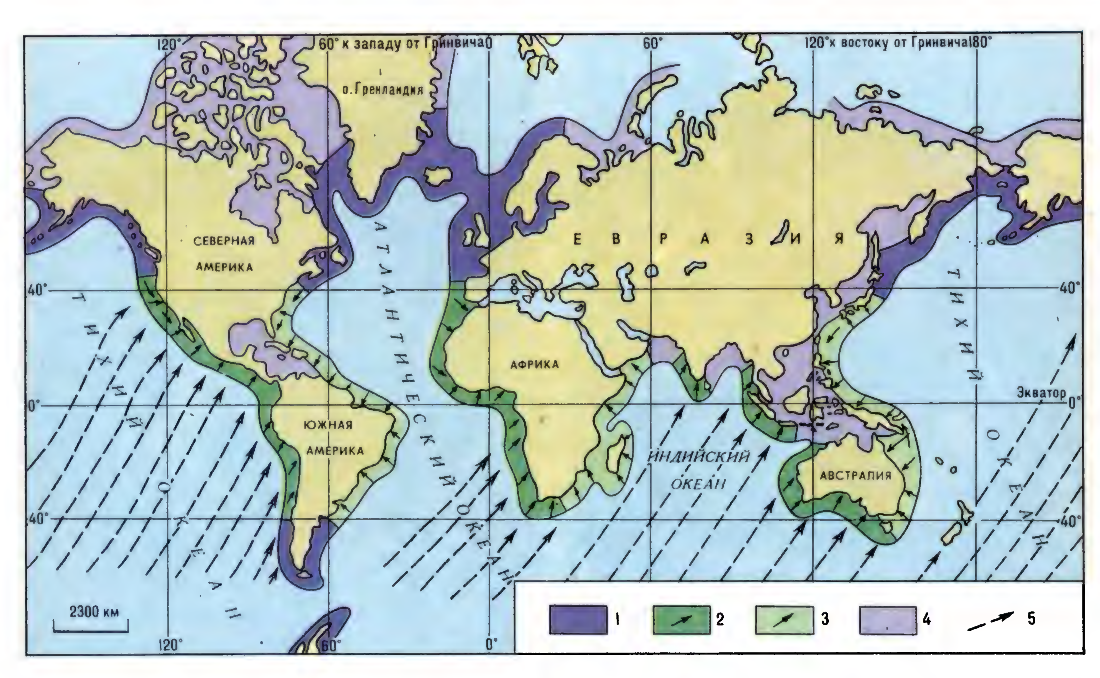
Типы берегов атлантического побережья Северо-Западной Европы. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (далматинские, сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые, фиардовые), 4 — экзарационного и ледниково-аккумулятивного расчленения (шхерные). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Берега с приливными или ветровыми осушками: 5 — илистые (типа ваттовых и маршевых) и песчаные. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** III. Выравнивающиеся берега: 6 — абразионно-бухтовые, 7 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; IV. Выровненные берега: 8 — абразионные, 9 — абразионно-аккумулятивные, 10 — аккумулятивные — лагунные и лиманно-лагунные, 11 — аккумулятивные — пляжевые. 12 — Современный размыв аккумулятивных форм

сандровская и др. 1963], причем основной водораздел смещен к западному, гористому побережью.

Ледниковые покровы имели важное для развития рельефа побережий следствие. После их таяния снятие ледовой нагрузки вызвало поднятие (скорость 3—4 мм/год) северной половины Великобритании и компенсационное опускание (1—2 мм/год) на юге [*Bird*. 1976]. С поднятием территории Шотландии (наряду с эвстатическими колебаниями уровня моря), по-видимому, связана множественность ступеней абразионных платформ на ее побережьях.

Для многих участков восточных равнин Великобритании характерен покров ледниковых отложений (морены) и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, в значительной степени переработанные в настоящее время речной эрозией. Береговые уступы, выработанные в ледниковых отложениях, обычно активно размываются волнами и снабжают соседние пляжи песчаным и галечным материалом. Равнины постепенно снижаются к восточному побережью Великобритании, обусловливая его низменный характер. Сходное распределение гористых и низменных побережий характерно и для о. Ирландия.

Горы служат естественным барьером, который задерживает теплый и влажный воз-



Типы преобладающих океанских волнений [*Davies*. 1964]. 1 — преимущественное воздействие штормовых волн; 2 — преимущественное воздействие волн зыби западных направлений; 3 — преимущественное воздействие волн зыби восточных направлений; 4 — слабое волновое воздействие; 5 — пути волн зыби западных направлений

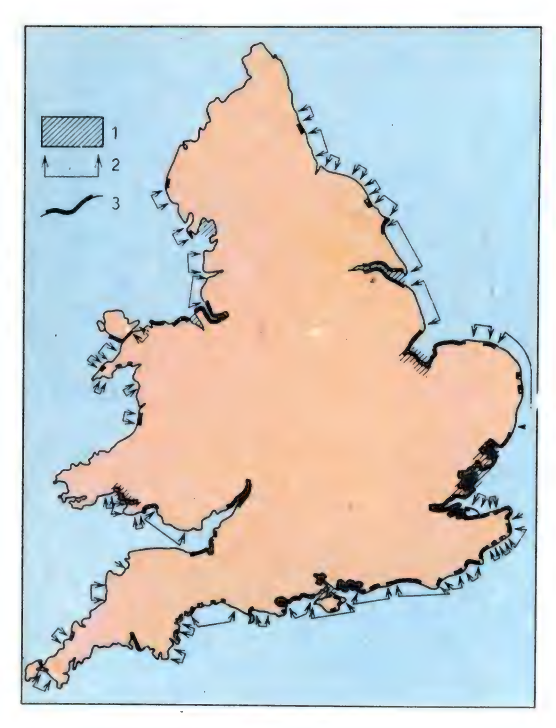
дух, приходящий со стороны Атлантического океана. С этим связано обилие дождей в западных районах островов, где за год в среднем выпадает более 2000 мм осадков, тогда как над их восточным побережьем, находящимся в «дождевой тени», объем атмосферных осадков почти втрое меньше. Основное количество осадков выпадает в осенне-зимние месяцы.

Океанический характер климата Британских о-вов проявляется в преобладании неустойчивой погоды с сильными порывистыми ветрами и густыми туманами в течение всего года. Острова располагаются в одной из главных штормовых зон мира. Наибольшее количество штормовых дней приурочено к зимнему периоду. Штормы приходят в основном с западной половины горизонта (особенно с юго-запада). Вдоль западного побережья Британских о-вов волнение в осенне-зимний период может достигать 5 баллов и более. У восточного побережья Великобритании волнение гораздо слабее и имеет иной характер. Чаще оно возбуждается менее сильными ветрами восточных направлений (от северо-востока до юго-востока). Наличие широкого относительно мелководного шельфа Северного моря и многочисленных аккумулятивных банок и отмелей вдоль побережья способствует еще большему ослаблению волновой деятельности непосредственно у берегов.

Кроме ветрового волнения на динамику берегов значительное влияние местами оказывает сильная зыбь с наибольшей повторяемостью (на западном побережье 40—50% и более, на восточном — до 10—13%) в декабре — феврале. Крупная зыбь в течение всего года обычно приходит с запада и северо-запада.

Еще один существенный берегоформирующий фактор — приливо-отливные явления. В узких заливах и бухтах величина прилива резко возрастает. Так, например, в вершине Бристольского залива величина прилива достигает 14,4 м, а в заливе Рибл — 10,2 м. Вдоль слабоизрезанного восточного побережья Великобритании прилив заметно меньше, хотя и здесь величина его весьма значительна — до 2—3 и даже 6—7 м в сизигию.

Преобладание штормовых условий способствует широкому развитию абразии берега. Основной поставщик осадочного материала в береговую зону — реки в малой степени



Изменения берегов южной части острова Великобритания с 1870 г. [*May*. 1979].
1 — наращивание берега, 2 — абразия берега,
3 — участки, защищенные волноотбойными стенками

содействуют развитию аккумулятивных процессов, поскольку лишь немногие из них выносят в море в достаточном количестве песчано-гравийный и галечный материал [*Bird*. 1976]. При этом бо́льшая часть их твердого стока в настоящее время задерживается в узких фиордах и эстуариях и не участвует во вдольбереговом перемещении. Даже тонкий речной материал, выносимый в береговую зону во взвесях, может вновь возвратиться с сильными приливами в район эстуария [*Kidson*. 1966]. Небольшие участки наращивания берега, связанные с поступлением речного песчаного и крупнообломочного материала, приурочены к устьям лишь тех рек, которые дренируют области развития водно-ледниковых отложений (реки Нэрн, Финдхорн и Спей на северо-востоке Шотландии), или склоны гор, сложенных податливыми породами (р. Лин на севере Девона), или районы интенсивной добычи полезных ископаемых, где сильное антропогенное нарушение поверхности в бассейнах рек облегчает вынос осадочного материала (например, близ Сент-Остелл или в заливе Сент-Айвс, Корнуолл) [*Bird*. 1976]. Несомненным источником наносов является абразия клифов, особенно при наличии неустойчивых пород.

Имеется много доказательств интенсивного перемещения наносов со дна в сторону берега в период нарастания фландрской трансгрессии, когда были образованы такие крупные галечные формы, как Данджнесс, Чезил-Бич (южное побережье), Орфорднесс (восточное побережье). Однако оценки современного поступления донных осадков весьма немногочисленны.

Низменное, более сухое и менее подверженное штормам восточное побережье Великобритании с его равнинным рельефом и обширными участками плодородных почв издавна использовалось под хозяйственное освоение. В настоящее время здесь проживает большая часть населения этой страны. На восточное побережье открываются устья ряда крупных рек Великобритании, в том числе Темзы и Хамбера. В их широких, искусственно углубленных и спрямленных эстуариях располагаются крупнейшие морские порты и промышленные центры. Один из них — столица страны — Лондон. Современный Лондон — центр самого развитого района юго-востока страны, который характеризуется наиболее высоким темпом экономического роста и уровнем жизни населения. Здесь сосредоточены мощные и разноцелевые промышленные узлы, в том числе большая часть обрабатывающей промышленности, предприятий машиностроения, химической и легкой промышленности, а также крупные нефтеперерабатывающие заводы.

Несколько менее освоены в хозяйственном отношении горные побережья Шотландии и Уэльса. Это в основном районы горнодобывающей промышленности и скотоводства. Короткие, но полноводные и быстрые реки широко используются для получения электроэнергии. Здесь построено более 60 гидроэлектростанций [Страны и народы. Зап. Европа. 1979]. В глубоких эстуариях таких многоводных рек, как Северн, Мерси, Рибл, сооружены современные океанские порты, обладающие обширными международными связями и мощным комплексом промышленных предприятий.

Северное и северо-западное побережья Великобритании (от залива Ферт-оф-Клайд до м. Данкансби) относятся к фиордовому типу. Берега их отличаются значительной изрезанностью и сопровождаются многочисленными коренными островами, которые в недавнем прошлом (в начале голоцена) были

Типичный вид берега, выработанного в докембрийских гнейсах [*Steers*. 1952]

частью материковой суши. Глубокие фиорды наследуют древнюю речную сеть, большая часть которой сейчас скрыта под уровнем моря.

Вдоль побережья преобладают высокие (до 100 м) и крутые береговые уступы, сложенные прочными изверженными и метаморфическими, реже — осадочными породами. Размыв этих пород происходит крайне медленно, несмотря на высокий уровень волновой энергии у побережья. Наиболее податливы воздействию волн так называемые «древние красные песчаники», образующие эффектные уступы (например, севернее Аплкросса, у м. Данкансби и на Оркнейских о-вах). Бенчи шириной от нескольких десятков до 150 м, нередко развитые на северо-западе Шотландии и располагающиеся в пределах или чуть выше современной приливо-отливной зоны, интерпретируются как унаследованные образования, поскольку иногда они перекрыты ледниковыми тиллами. Предполагается, что они первоначально формировались перед последним основным оледенением района [*Sissons, Dawson*. 1981].

Следы активной абразионной деятельности в геологическом прошлом почти непрерывно прослеживаются вдоль побережья в виде хорошо развитых реликтовых бенчей (шир. от 200 м до 1 км), примыкающих к четким клифам (выс. 10—90 м) и местами осложненных гравийными береговыми валами [*Steers*. 1952; *Sissons*. 1981; *Sissons, Dawson*. 1981]. Эти абразионные платформы врезаны в коренные породы на высотах 7,5—51 м и особенно широко встречаются на берегах Гебридских о-вов и на материковом побережье Северо-Западной Шотландии. Предполагается, что выработка таких широких абразионных поверхностей в прочных породах была возможна благодаря усилению эффекта волнового воздействия за счет интенсивного морозного выветривания. Многие фрагменты реликтовых платформ имеют четкие следы ледниковой обработки, что свидетельствует о возможном их формировании в течение нескольких ледниковых эпох или в процессе продвижения и отступания края ледника, когда неоднократно менялось соотношение между эвстатическими колебаниями уровня моря и гляциоизостатическим прогибанием местности.

Западное побережье Великобритании (между заливами Ферт-оф-Клайд и Бристольским) относится к эстуарному типу. Прибрежная суша характеризуется низкогорным и холмистым рельефом. В подпруженных морем устьевых участках речных долин сформировались эстуарии, в вершинах которых развиты илистые осушки.

Заливы западного побережья Великобритании по величине прилива стоят в ряду исключительных регионов мира. Высокие приливы позволяют крупнотоннажным морским судам входить в устья рек, где располагаются важнейшие порты страны. К ним прежде всего относится Ливерпуль — второй по значению порт Великобритании с грузооборотом 25 млн т в год, способный одновременно принимать до 80 судов [Атлантич. оке-

Осушка в одной из бухт Бристольского залива. На поверхности осушки хорошо виден рельеф гряд и ложбин, сформированный приливо-отливными течениями. Во время прилива глубина в бухте достигает 7 м

Характер западного берега Уэльса (Англия)

ан. 1984]. На долю Ливерпуля приходится более $^1/_5$ внешнеторговых грузов и около $^1/_8$ промышленной продукции страны.

Крупный портово-промышленный район сформировался также в пределах Бристольского залива с центром в Бристоле и окружающих его городах. Деятельность портов этого района опирается на основные отрасли промышленности Южного Уэльса и Юго-Западного экономического района — горнодобывающая, металлургическая, машиностроение, электротехника, химическая и легкая [Атлантич. океан. 1984]. Имеются и другие важные, хотя и более мелкие портовые центры, определяющие большое экономическое значение заливов.

На участках между эстуарными заливами берег представляет собой чередование абразионных мысов и неглубоких аккумулятивных бухт. Мысы возвышаются более чем на 100 м и обычно окаймлены широкими бенчами, часто с крутым подводным клифом у внешнего края. Многие мысы осложнены серией реликтовых абразионных ступеней, которые местами являются существенным элементом рельефа [*Steers.* 1952; *Wood.* 1978]. В центральной части залива Кардиган вершины самых высоких мысов образованы 120-метровой террасой, а ниже ее располагается несколько мелких абразионных ступеней, связанных с небольшими осцилляциями уровня моря [*Wood.* 1978]. Крутой уступ с внешней стороны бенчей выработан в одну из стадий низкого стояния уровня моря. Широкие поднятые абразионные платформы в ряде случаев имеют большое экономическое значение, поскольку к ним приурочены основные транспортные магистрали и многие населенные пункты.

Между мысами обычно располагаются серповидные отрезки песчано-галечных пляжей, достаточно широко развитых в районе. Во время голоценовой трансгрессии ледниковые и солифлюкционные осадки, слагавшие прибрежные участки, размывались в прибойной зоне надвигавшегося моря, сортировались и выбрасывались к берегу, формируя пляжи. Южнее Аберистуита встречаются остатки солифлюкционных террас. Во многих местах эти террасы уничтожены полностью, и море абрадирует твердые коренные породы, что значительно снизило поступление рыхлого материала в береговую зону. Эта и некоторые другие причины (в том числе и хозяйственная деятельность человека) привели к повсеместному размыву не только коренных, но и аккумулятивных участков вдоль восточного берега залива Кардиган. В зоне развития обширного песчано-галечного пляжа южнее гавани Аберистуита за период 1887—1955 гг. береговая линия сместилась в сторону суши на 18—20 м, а потеря наносов составила 75 тыс. м^3 [*Wood.* 1978]. В северной части этого участка размыв еще более активен. Сооружение здесь в 1866—1867 гг. северного продолжения прогулочной набережной резко нарушило профиль равновесия пляжа и вызвало его сильный размыв. Для защиты северной части берега от размыва и разрушения курортных построек в 1949 г. была сооружена серия массивных бун с неоднократной подсыпкой галечного материала: в 1961 г. — 5,5 тыс. м^3, в 1964—1965 гг. — 10 тыс. м^3, в 1970—1971 гг. — 11,5 тыс. м^3. К 1976 г. весь этот материал был унесен волнами.

Размыв берега отмечается и в Бристольском заливе. Например, в бухте Суонси за последнее столетие наблюдалась тенденция к отступанию берега, особенно близ доков Порт-Толбота (до 342 м за период 1876—1963 гг.), причем скорости абразии значительно увеличились за счет искусственного изъятия песка и гравия с пляжей вплоть до его запрещения в 1973 г. [*Blackly, Carr.* 1980].

Преобладание западных ветров способствует образованию на ряде участков, где имеется соответствующий материал, крупных эоловых форм. Так, севернее эстуария То-Торридж (залив Барнстапл на юге Бристольского залива), где высота волн в среднем 3 м с максимумом 10 м (зимой) и уклоны подводного склона 0,003 до глубины 11 м, сформирована одна из наиболее крупных на Британских о-вах система песчаных дюн высотой до 300 м. Источником наносов служит широкая песчаная осушка, обнажающаяся при отливе (величина сизигийных прили-

вов 7 м). В настоящее время большая часть дюн лишена растительного покрова, подвергается разрушению ветром и заметно размывается волнами, особенно при высоких приливах [*Greenwood*. 1978].

В 1952—1959 гг. были предприняты попытки стабилизировать дюны путем закрытия ложбин выдувания полупроницаемыми хворостяными заборами и последующим посевом травы Ammophila arenaria. На ряде участков эти работы увенчались успехом [*Kidson, Carr*. 1960].

Берега юга Великобритании относятся к абразионно-аккумулятивному бухтовому типу и представляют собой чередование крутых мысов с высокими (30—60 м) береговыми уступами и широких бухт с песчаными и галечными пляжами.

Основной береговой проблемой описываемого участка является защита от абразии, которая сопровождается активным оползнеобразованием. Береговые уступы во многих случаях сложены нижне- и среднеюрскими глинами, которые несогласно перекрыты толщей мелового возраста. Там, где выше юрских глинистых пород залегают водопроницаемые меловые пески, отступание береговых уступов происходит в основном при оползании пород. Склоны, сложенные целиком юрскими глинами, отличаются большей устойчивостью и продуцируют только неглубокие оползни типа потоков и оплывин, языки которых могут полностью перекрыть пляж.

Сочетание процессов абразии и оползнеобразования приводит к интенсивному разрушению берега, причем это явление наблюдается даже в пределах заливов и бухт, например в заливах Лайм, Пул, Крайстчерч. В последнем случае скорость отступания клифов достигала 1 м/год [*Phillips*. 1975]. В 1964—1968 гг. на наиболее угрожаемом отрезке длиной 2 км были выполнены инженерные защитные мероприятия (буны, отмостка, дренаж), которые стабилизировали берег, но снизили поступление наносов во вдольбереговой поток (направлен с запада на восток), увеличили крутизну береговых откосов и сократили пляжи. Разрушение клифов потребовало проведения берегоукрепительных работ и на других участках побережья, в основном в его восточной половине, где береговые обрывы сложены мягкими глинисто-песчаными отложениями юрского, мелового и третичного возрастов.

Вдоль южного берега п-ова Корнуолл, где выходят более прочные метаморфические породы (например, гнейсы верхнего карбона), размыв берега протекает гораздо медленнее. Разрушению этих пород способствуют в определенной степени процессы физического выветривания [*Mottershead*. 1982].

Процессы современной аккумуляции и наращивания берега в целом не характерны для южного побережья Великобритании [*May*. 1979]. Они ограничены небольшими участками по соседству с размываемыми клифами, на дистальных окончаниях песчаных и галечных кос, у искусственных сооружений, которые прерывают вдольбереговой транспорт наносов. В Корнуолле наращивание небольших пляжей в бухтах связано с искусственной подачей материала: по имеющимся оценкам, в заливы Мевагисси и Сент-Остелл ежегодно сбрасывается до 1 млн т отходов фарфоровой промышленности.

Крупные галечные аккумулятивные формы, развитые в некоторых заливах, являются реликтовыми голоценовыми образованиями. Примером такой формы может служить самая крупная из них — галечная пересыпь Чезил-Бич, расположенная у восточного берега залива Лайм. Она протягивается на расстояние до 28 км и обоими концами причленяется к активным клифам. Максимальная высота пересыпи (у Чезилтона) — 14,7 м [*Carr*. 1969].

Абразионно-аккумулятивные берега **восточного побережья Великобритании** испытывают сильное воздействие волн Северного моря. На севере, в пределах Шотландии, размыву подвергаются главным образом сильно метаморфизованные палеозойские породы и осадочная серия «древнего красного песчаника», которые образуют высокие (до 60 м) крутые клифы. У подножия клифов выработаны широкие бенчи и поднятые абразионные платформы [*Steers*. 1952]. Породы сильно смяты в складки, раздроблены разломами и подвержены избирательной абразии. Все это непосредственно отражается в конфигурации неровного, сильно расчлененного берега.

Весьма заметно структурное влияние южнее и севернее эстуарного залива Ферт-оф-Форт. Клифы здесь сравнительно невысо-

ки, часто окаймлены бенчами, так что иногда становятся недоступными для волн [*Там же.* 1952]. Очертания берега в большой степени зависят от расположения тектонических впадин, куполов, антиклиналей, синклиналей и разломов. Большое значение имеют многочисленные трубки, некки и выводные каналы древних вулканов любых размеров (от нескольких метров до 1 км), которые располагаются в пределах берега. Хорошей иллюстрацией влияния структурных особенностей берега на его конфигурацию может служить участок южнее Сент-Андруса, где наличие, форма и ориентировка полуостровов и прибрежных островков тесно связаны с выходами прочных песчаников.

В пределах этого северного, преимущественно каменистого, отрезка побережья местами встречаются небольшие, реже значительные аккумулятивные участки, приуроченные главным образом к бухтам и заливам или связанные с наличием близ берега широких мелководных платформ. Хорошо известны обширные песчано-галечные накопления между Лоссимутом и Баки, Фрейзерборо и Питерхедом, Ньюборо и Абердином. Близ Форреса крупные гряды песчаных дюн «насажены» на галечные береговые валы и формировались начиная с конца XVIII столетия [*Там же.* 1952]. Близ Нэрна параллельно берегу протягивается мощный бар, отделяющий от моря широкую лагуну.

Аккумулятивный отрезок берега у Абердина (между реками Дон и Ди) интенсивно осваивается человеком, особенно в последние годы, когда Абердин (вместе с портами залива Ферт-оф-Форт) приобрел большое значение в связи с открытием богатых нефтяных месторождений в Северном море [Страны и народы. Зап. Европа. 1979]. Этот берег в естественном состоянии развивался по обычным законам эволюции небольших аккумулятивных бухт между коренными мысами. Сооружение гавани (в период 1775—1829 гг.) в устье р. Ди нарушило естественный ход развития берега и вызвало его сильный размыв, который постепенно расширялся к северу [*Buchan, Ritchie.* 1979]. Проведение берегозащитных мероприятий вдоль всего участка завершилось в середине 1960-х годов возведением набережной, волноотбойной стенки и полного комплекса бун. До этого периода пляж был гораздо шире и мощнее, а с тыловой стороны он окаймлялся полосой высоких (12—14 м), массивных песчаных дюн. Сейчас дюны сильно разрушены, а буны недостаточно эффективны. На севере пляж завершается косой, отклоняющей устье р. Дон. Это единственный не затронутый человеком отрезок берега. Коса испытывает сезонные изменения, но в целом находится в состоянии динамического равновесия.

Южнее Шотландии аккумулятивные участки приобретают гораздо большее развитие, главным образом за счет появления во многих местах в береговых уступах рыхлых, легко размываемых ледниковых отложений. Имеющиеся оценки бюджета наносов в береговой зоне отдельных отрезков этого побережья показывают, что основным их источником (возможно, до 75%) является абразия берега [*Clayton.* 1980 а]. Аккумулятивные формы либо выполняют заливы между коренными мысами, либо сопровождают абразионные участки, располагаясь по соседству с ними в зависимости от направления перемещения наносов. Примером последнего случая могут служить аккумулятивные формы у м. Джибралтар [*King.* 1978; *Psilovikos.* 1979] и коса Сперн-Хед в устье эстуария Хамбера [*G. de Boer.* 1964].

Аккумулятивный участок у м. Джибралтар включает 2 параллельные гряды древних береговых дюн, разделенные маршами. Западная гряда (выс. более 8 м) сформировалась к концу XVIII в.

Восточная гряда (выс. 6—8 м) развивалась в течение XIX столетия, она «насажена» на береговые валы. В XX в. начала формироваться и активна до настоящего времени передовая гряда молодых дюн. Эоловые формы развивались путем выдувания пляжевых песков, которые в свою очередь питались за счет размыва ледниковых отложений севернее этого участка (за городом Скегнесс). Стационарные береговые наблюдения на участке м. Джибралтар — город Скегнесс показали, что коса у мыса за 5 лет с 1972 г. получила значительно больше материала, чем за предыдущие 20 лет. Особенно активная аккумуляция отмечалась в 1976—1977 гг., когда была значительно надстроена вся фронтальная зона косы. В это время здесь отложилось до 750 м^3 песка на 1 пог. м берега. Наименьшее количество песчаного материала получила южная часть города Скегнесс —

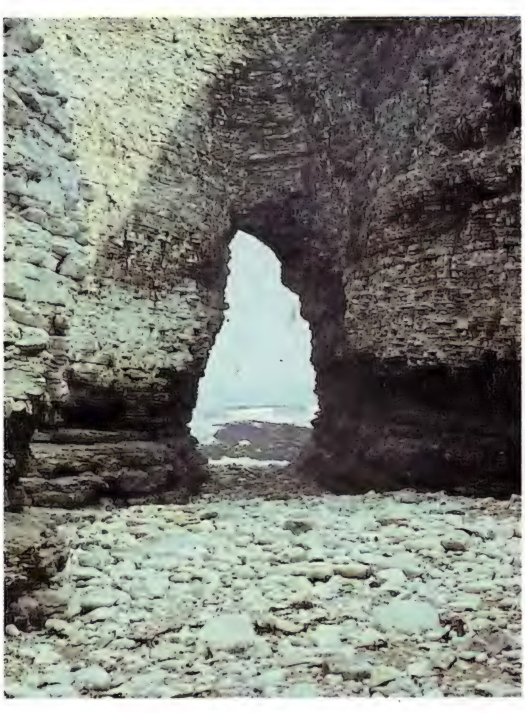
около 125 м³/м, на промежуточном участке отложилось 330 м³/м. Таким образом, хотя на всех трех участках в интервале 1972—1978 гг. продолжалось наращивание берега, все же ясно наметилась тенденция к смещению центра аккумуляции к югу — в сторону косы.

Песчано-галечная коса Сперн-Хед, имеющая высоту до 9 м и длину более 6 км, протягивается к юго-западу от клиновидного окончания моренной равнины Холдернесс, где скорость отступания берега достигает 1,5—1,7 м/год. Низкие абразионные уступы протягиваются на расстояние свыше 70 км вплоть до коренного м. Фламборо-Хед. Предполагается, что только за период 1086—1800 гг. морем уничтожено почти 23 тыс. акров суши.

Материал размыва движется вдоль берега к югу и частично идет на построение косы Сперн-Хед. За свою долгую историю коса прошла несколько циклов развития, каждый из которых начинается с фазы активного роста косы и кульминирует фазой прорыва ее прикорневой части. Здесь сформировалась очень прочная абразионно-аккумулятивная система [*Леонтьев и др.* 1975], все элементы которой (как абразионный — уступ размыва, так и аккумулятивный — коса) очень тесно взаимосвязаны.

Общий вдольбереговой транспорт наносов, определяемый штормовым волнением с севера и северо-востока, направлен на восточном побережье Великобритании к югу. Однако на отдельных участках возможны перемещения материала в обратном направлении. Например, в районе клифов Норфолка, с которых в береговую зону поступает до 400 тыс. м³ осадочного материала в год [*Clayton.* 1980 а], происходит дивергенция потока наносов. Примерно десятая часть этого объема движется вдоль берега к западу, питает серию аккумулятивных форм в окрестностях Нью-Ханстэнтона и частично попадает в залив Уош. Другая (бо́льшая) ветвь потока наносов следует к югу и прослеживается на значительном расстоянии.

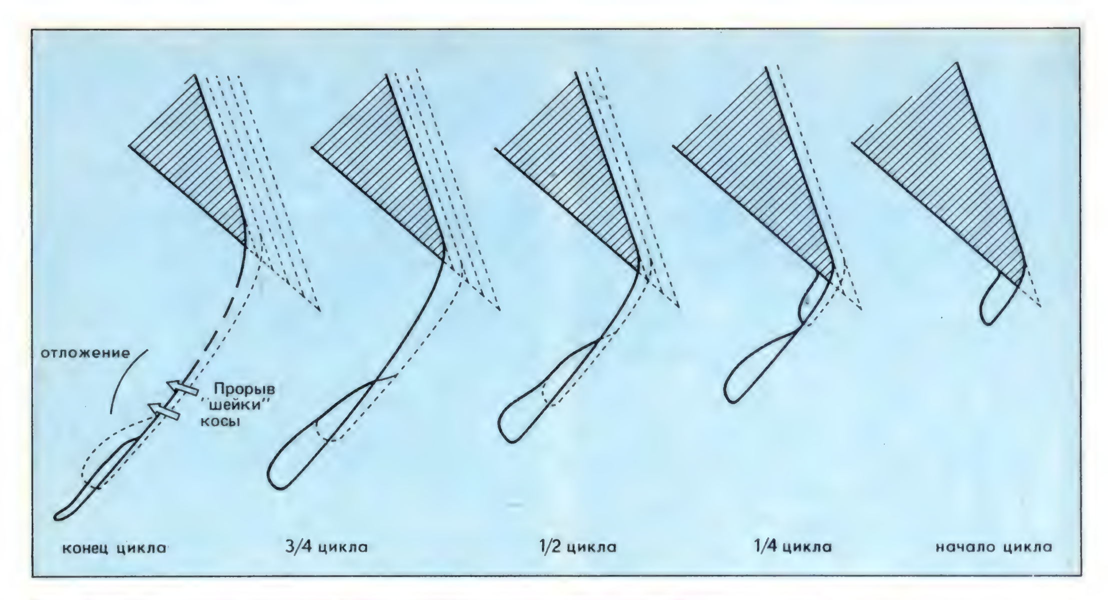
Сравнение потерь суши на этом отрезке побережья в начале века и в настоящее время показало [*Там же.* 1980 а], что первые небольшие по протяжению берегозащитные мероприятия, не истощавшие потоки наносов, приводили к положительным результатам.



Абразионные «ворота» в мелах мыса Фламборо-Хед, выработанные волнами в наиболее слабом участке массива пород

Однако дальнейшее расширение защитных сооружений (до 60% длины берега) уничтожило промежуточные источники поступления наносов в береговую зону. Сейчас пляжи поддерживаются только за счет транспорта песка на большие расстояния от основных питающих абразионных участков, в частности клифов Норфолка.

Распределение абразионных и аккумулятивных участков в большой мере определяется морфологией прилегающего подводного берегового склона, рельеф которого (особенно многочисленные аккумулятивные банки) влияет на распределение энергии волнения и приливных течений. Смещение вдольбереговой линии крупных песчаных отмелей нередко приводит к пульсационному развитию противолежащих участков берега: от быстрого наращивания до более стабильного состояния или даже размыва [*Barnes, King.* 1961]. Так, наличие на участке Сайзуэлл (Суффолк) в 3 км от берега мелководной банки и соединяющего ее с берегом аккумулятивного порога предохраняет пляж у деревни Торпенесс от значительного размыва



Последовательность развития косы Сперн-Хед в пределах одного цикла [*G. de Boer*. 1964]

Современный размыв у корня косы Сперн-Хед. Разрушена шоссейная дорога, проходившая по гребню косы

на протяжении последнего столетия [*Robinson*. 1980].

На самом юго-востоке побережья, где в основании активных клифов (выс. 10—20 м) выходят так называемые «лондонские глины», перекрытые плейстоценовыми песками и гравием, абразия сопровождается оползанием крупных блоков пород. Оползнеобразованию способствуют грунтовые воды [*Harris, Ralph*. 1980]. Эти причины привели к интенсивному отступанию абразионного уступа у Клактона на море, Эссекса и вызвали необходимость проведения здесь дорогостоящих берегоукрепительных работ. К 1964 г. имелась уже целая серия бун и волноотбойных стенок, но размыв (особенно низовой) продолжался и угрожал стабильности этих сооружений. В 1966 г. осуществлено возведение специальной дренажной системы, ступенчатого насыпного шлейфа и ступенчатой стенки в основании берегового уступа, новой серии бун длиной 30 м с засыпкой в межбунные карманы 35 тыс. м^3 грунта и дополнительно 19,6 тыс. м^3 — за счет искусственного выполаживания клифа. Работы были выполнены за 24 месяца и полностью стабилизировали берег на этом участке.

Восточное побережье Великобритании осложнено несколькими крупными заливами и эстуариями (в том числе эстуарий р. Темзы), в которых большое морфологическое значение приобретают весьма существенные здесь приливы. С ними связано, в частности, формирование широких песчано-илистых осушек и маршей при наличии достаточного объема тонкого материала. В этом отношении особенно характерен залив Уош, куда наносы поступают не только из впадающих в него нескольких речек, но и с двух сторон вдоль берега: со стороны абразионного

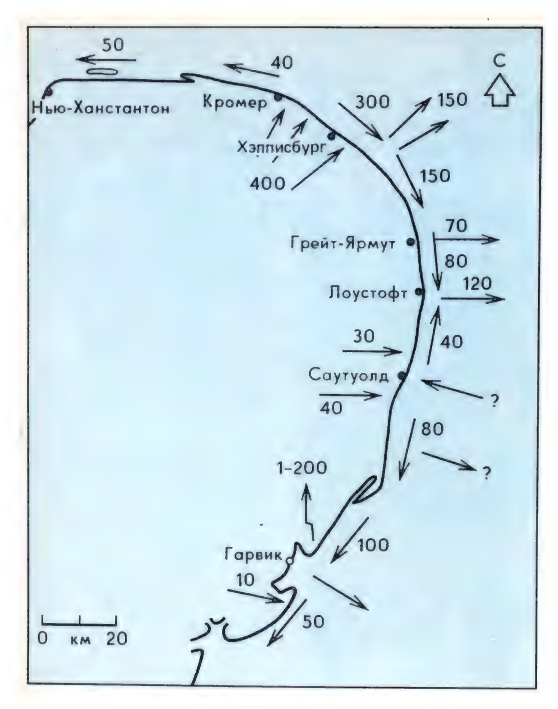


Схема движения песчаных наносов вдоль участка восточного побережья Англии. Все цифровые данные в 10^3 м^3/год [*Clayton*. 1980]

Поверхность высоких маршей, прорезанных приливным желобом («криком»), вдоль северного борта эстуария Хамбер

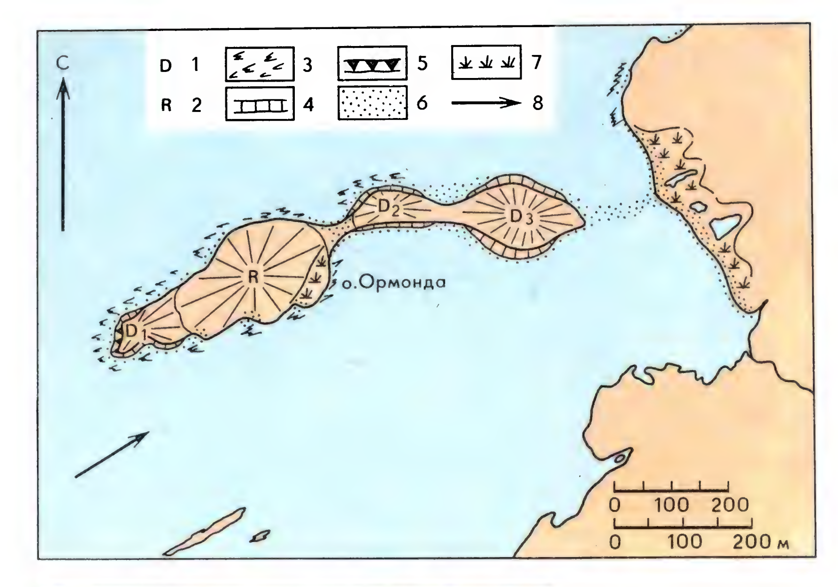
участка за городом Скегнесс и от клифов Норфолка. Объем поступающего к берегу материала за цикл прилива, по расчетным данным, составляет0,034 м^3 на 1 м ширины приливного канала [*McCave, Geiser*. 1979]. Обильное питание наносами привело к образованию обширных осушек, занимающих здесь 384 км^2 при общей площади залива 639 км^2.

Приливные осушки и марши известны также восточнее залива Уош — на северном побережье Норфолка, где они формируются за серией песчано-галечных кос и барьерных островов и имеют возраст (по радиоуглеродным и историческим данным) от 10 до 2 тыс. лет [*Pethick*. 1981]. Их рост в основном связан с вертикальным наращиванием, т. е. чем древнее марши, тем ниже скорость осаждения наносов: 1,7 см/год на 10-летних маршах, менее 0,002 см/год — на маршах древнее 500 лет.

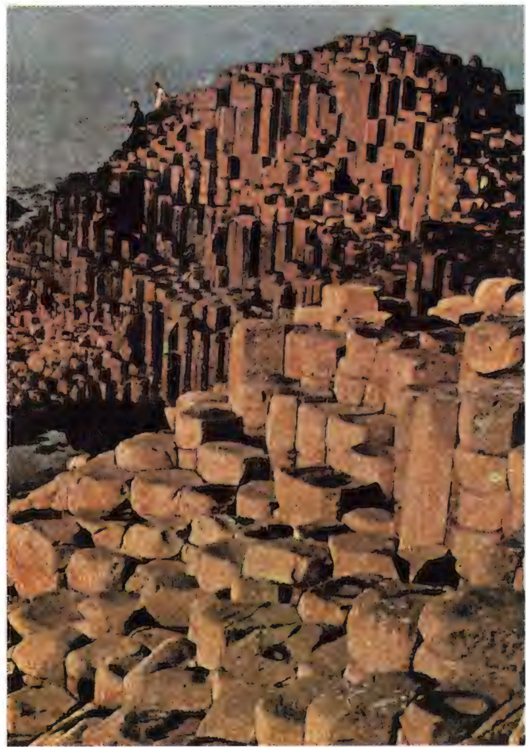
Берега Ирландии имеют много общих черт с берегами соседней Великобритании. Вдоль гористого западного побережья характер берега определяется сложностью геологического строения, разнообразием морфоструктур и воздействием плейстоценовых ледников. Здесь широко распространены скалистые береговые обрывы. Нередко в береговых уступах появляются ледниковые отложения. Преобладающим является фиордовый тип расчленения берега, особенно типично представленный в юго-западной части острова.

Весь этот участок побережья благоприятно

Аэрофотоснимок косы Дерримор в северной части залива Трейли (Ирландия) [*Guilcher, King*. 1961]



Строение острова Ормонда, залив Кенмэр-Ривер. Юго-запад Ирландии [*Guilcher*. 1965]. 1 — друмлины, 2 — денудационный останец, 3 — шпоры в коренных породах, 4 — активные абразионные уступы, 5 — более чем наполовину размытая друмлина, 6 — галька или гравий, 7 — заболоченный участок, 8 — направление основного волнения



Столбчатая отдельность базальтов на живописном мысу близ Антрима (Северная Ирландия) — участок легендарной «тропы гигантов», якобы проложенной через море к Шотландии

экспонирован по отношению к наиболее сильным и частым штормовым ветрам и волнениям с запада. Мощные волны (в сочетании с высокими приливами), проникая в заливы, производят большую работу по разрушению берега. Клифы, даже в глубине заливов, имеют высоту несколько десятков метров. В наиболее открытых заливах, таких, как Трейли и Дингл, из продуктов абразии коренных и ледниковых отложений образованы типичные волновые аккумулятивные формы: косы, пляжи, томболо в простых и сложных вариантах. Многие из них осложнены дюнами высотой до 30 м [*Guilcher, King*. 1961].

Весьма характерными для этого побережья являются остатки аккумулятивного ледникового рельефа, особенно друмлины. Они встречаются в пределах береговой зоны близ Голуэя, Бантри, Клифдена, в заливах Клу и Кенмэр-Ривер [*Guilcher*. 1965]. Это холмы высотой 60—75 м, сложенные валунными глинами. Последние легко размываются волнами, после чего образуются высокие уступы. Материал абразии преобразуется волнами в косы и томболо, связывающие часто соседние друмлины между собой.

Северное побережье Ирландии представляет собой чередование каменистых мысов и пологих (угол наклона 1—4°) песчаных пляжей в вогнутостях берега [*Carter, Rihan*. 1979; *Carter*. 1980]. Побережье характеризуется высокой энергией волн и средней величиной приливов (1,8—3,8 м), оно открыто северным ветрам (повторяемость 20%), преобладающие юго-западные ветры (51%) определяют вдольбереговые или сгонные течения. Источником большей части пляжевого и эолового материала являются ледниковые отложения, и в настоящее время дополнительный приток наносов в береговую зону ограничен, так как клифы сложены в основном прочными породами. Однако береговая зона в естественном виде находится в состоянии динамического равновесия, и потери песка (до 50 тыс. м^3/км/час) за счет размыва дюн и пляжей зимними штормами обычно полностью восстанавливаются в летние меся-

цы. Движение наносов между аккумулятивными участками осуществляется слабо, развитие пляжей происходит в процессе обмена наносами с подводным склоном. Однако местами абразия берега существенно пополняет запасы наносов и питает соседние аккумулятивные формы. Самая крупная из них (площадь 1200 га) — аккумулятивный выступ в устье залива Лох-Фойл — состоит из 35 песчаных береговых валов высотой 2—7 м, которые последовательно нарастали в период 6,5 — 1,5 тыс. лет назад при слабом относительном понижении уровня моря [*Carter*. 1982, 1983]. Усилившееся за последние годы рекреационное использование восточной части северного побережья о. Ирландия (плотность отдыхающих до 8 тыс. человек на 1 км берега) нарушило природное равновесие и в ряде мест привело к размыву берега. Строительство волноотбойных стенок как статичный способ защиты лишь усугубило проблему [*Carter*. 1980].

Вдоль восточного и южного побережий Ирландии преобладают абразионно-аккумулятивные берега. Абразия заметно усиливается на участках, где береговые уступы сложены рыхлыми ледниковыми отложениями. У Килкила, где в крутых (60—70°) и высоких (5—25 м) обрывах размываются ледниковые валунные глины, средняя скорость долговременного отступания берега составляет 0,3—0,4 м/год. И это при условии, что волны достигают берега лишь эпизодически, поскольку в основании размываемого уступа располагается широкий — до 130 м — бенч с пляжем (40 м) в тыловой части.

Крупные аккумулятивные формы представлены в основном барьерными образованиями. Многие из них перекрывают (частично или полностью) устья узких заливов и эстуариев, например у Кашендена, Кушендолла и Карнлоха [*Carter*. 1983]. Южнее Грейстоунса песчано-гравийный береговой бар протягивается на расстояние 16 км; за ним располагается заболоченное лагунное понижение. Морские береговые формы, по-видимому, составляют основу мощных дюн у залива Бриттас-Бей, южнее м. Кахор и Карраклоу.

Аккумулятивные формы весьма характерны для юго-восточного участка побережья, где располагается серия лагун, отделенных от моря песчано-гравийными барами. Последние протягиваются к западу от м. Карнсор примерно на 30 км. Они осложнены комплексом песчаных береговых дюн [*Orphord, Carter*. 1982]. В настоящее время вся эта система голоценовых аккумулятивных форм подвергается размыву и наступает на соседние лагуны, о чем свидетельствуют выходы лагунных отложений с морской стороны берьеров. В последние годы размыв этих аккумулятивных форм несколько усилился как за счет промышленного изъятия гравия, так и естественным путем.

Берега Балтийского моря

Противоположные берега Балтийского моря формировались в совершенно различной геологической и физико-географической обстановке. Северное и западное побережья моря располагаются в пределах Балтийского кристаллического щита с его длительной историей поднятия и денудации, преобладанием прочных пород и сильным экзарационным воздействием плейстоценовых ледников. Вдоль побережий протягиваются невысокие плоскогорья и холмистые равнины, значительно осложненные разломной и блоковой тектоникой.

Западное побережье находится в «тени» по отношению к наиболее сильным и частым западным ветрам, которые для него являются сгонными. Основную роль здесь играют менее сильные ветры восточных направлений, отличающиеся значительно меньшей повторяемостью. Для северного побережья западные ветры (особенно юго-западные) более важны, хотя возбуждаемые ими волны не всегда имеют достаточно большие разгоны (Ботнический залив).

Зима здесь продолжительная (от 2—3 месяцев на юге до 6—7 — на севере) и морозная, что вызывает появление льда в прибрежных районах моря.

Восточное и южное побережья Балтики располагаются в пределах древних устойчивых платформ (Русской и Средне-Европейской) и имеют преимущественно низменный облик. В рельефе низких прибрежных равнин преобладают аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые формы, особенно моренные холмы и гряды. Наиболее приподнятым является эстонское побережье, расположенное на склоне Балтийского щита, где развиты

денудационные моноклинально-пластовые равнины и плато.

Из поверхностных отложений наиболее широко распространены четвертичные ледниковые, реже мелководные морские и речные осадки. Местами из-под четвертичного покрова (мощность 100 — 200 м и менее) выступают более прочные породы, что непосредственно сказывается в своеобразии береговых уступов.

В течение всего года преобладают ветры с юго-запада, запада и юга, на долю которых в отдельные месяцы (особенно зимой) приходится до 50—70% . Однако штормовые ветры силой свыше 8 баллов сравнительно редки (не более 5—7%). Вследствие относительно небольших размеров моря, малых глубин и преимущественно редкой повторяемости штормов развиваемое волнение обычно невелико (0—5 баллов) и редко превышает 7—8 баллов. Большое значение имеют сгонно-нагонные колебания уровня моря, составляющие на открытых берегах 0,5 м, а в заливах, за островами или в узких проливах — 1—1,5 м.

Особенностью формирования главных торгово-промышленных комплексов прибалтийских капиталистических стран является их концентрация вокруг столичных центров [Экономическ. географ. Мирового океана. 1979]. В портово-промышленном комплексе Хельсинки (вместе с городами Котка, Хамина) сосредоточено более $^1/_5$ населения Финляндии и свыше $^1/_7$ всех ее промышленных предприятий. Через Хельсинки проходит более половины импорта и более $^1/_7$ экспорта страны. Грузооборот порта превышает 6 млн т [Атлантич. океан. 1984]. Агломерация Стокгольма объединяет более 1,5 млн человек и ряд важнейших отраслей промышленности Швеции, дающих $^1/_{10}$ всего промышленного производства страны. Грузооборот порта превышает 6 млн т. На Копенгаген приходится 30% населения и 40% промышленного потенциала Дании.

На побережье социалистических стран также имеется ряд крупных портовых центров международного значения, таких, как Вентспилс, Ленинград, Клайпеда, Гданьск и др.

Берега Северной и Западной Балтики характеризуются чрезвычайной изрезанностью, наличием почти всюду прибрежной абразионной террасы — бенча разной ширины, малыми запасами рыхлого материала в береговой зоне и слабым развитием вдольберегового транспорта наносов.

Основная часть берегов слабо изменена морем в связи с тем, что материковый берег часто блокирован от воздействия волн многочисленными скалистыми островами и островками (шхерами), а также благодаря выходу к берегу прочных пород и сравнительно большой длительности периода замерзания прибрежных вод (с октября по май). Наибольшую протяженность имеют берега шхерного типа. На Шведском побережье они достигают 40% от общей длины берега, а на побережье Финляндии их доля значительно превышает эту величину. Наиболее ярко этот тип берега представлен в пределах Аландского архипелага на юго-западе Финляндии, в районе Стокгольма и южнее его. Юго-западный архипелаг Финляндии состоит из 60 тыс. шхер [*Rastas, Seppälä.* 1981]. Это мелкие каменистые островки, сложенные докембрийскими кристаллическими породами. На островках хорошо сохранились следы воздействия льда, мелкие островки сами являются экзарационными формами типа «бараньих лбов».

В окрестностях Стокгольма ширина полосы развития шхер достигает 180 км, а их число составляет 2400 [Геология Балтийского моря. 1976]. Островки-шхеры предохраняют берег и портовые гавани от прямого воздействия волн, но образуют сложный лабиринт проливов и каналов, пройти который можно только при хорошем знании фарватера.

Мало изменены также фиордовые берега, приуроченные главным образом к западному побережью Ботнического залива.

Несколько меньшее, хотя и довольно значительное развитие имеют абразионные и абразионно-аккумулятивные (в основном бухтовые) берега. Низкие (в среднем 4—5 м) уступы размыва связаны преимущественно с участками развития глинистых и песчано-галечных ледниковых отложений и служат основным источником поступления наносов в береговую зону. Скорость их размыва и отступания колеблется в широких пределах: от 0,1 до 1 м/год [Геология Балтийского моря. 1976]. Высокие и крутые клифы так называемого глинтового типа на западе о-вов Готланд и Эланд отступают гораздо медленнее — до

0,4 — 0,6 см/год [*Bird*. 1976]. В бухтах формируются небольшие песчаные пляжи, а местами и дюны (например, между городами Коккола и Оулу). Эоловый рельеф приурочен к древним береговым валам. На п-ове Итери (между городами Пори и Усикаупунки) береговые дюны имеют высоту 2—4 м, ширину 20—50 м и формировались в интервале времени от 1000 до 300 — 500 лет назад [*Tikkanen*. 1981]. На мысах местами развиты узкие гравийные и галечные пляжи. Крупные аккумулятивные формы Шведского побережья (в заливе Евле, в северной части пролива Кальмарсунд, южнее Стокгольма и др.) свидетельствуют об активной подаче осадочного материала со дна на берег [Геология Балтийского моря. 1976].

В вершинах крупнейших заливов — Финского и Ботнического — формируются обширные илистые осушки под влиянием мощных сгонно-нагонных явлений (в первом случае — западными, а во втором — южными ветрами). Образованию илистых берегов в северной части Ботнического залива способствуют очень малые уклоны дна и постоянно направленный к вершине залива поток взвешенного илистого материала (примерно 50—60 тыс. $м^3$/год), который движется вдоль внешней части подводного склона параллельно прибрежному песчаному потоку той же мощности [*Там же*. 1976]. Малые уклоны дна на этом участке являются следствием длительного и интенсивного гляциоизостатического поднятия побережий Швеции и Финляндии, максимум которого (ок. 10 мм/год) приходится на северную часть Ботнического залива. Подъем прибрежной территории приводит к заметному наращиванию суши за счет обсыхания участков дна. Причем этот процесс происходит весьма интенсивно, буквально на глазах у человека: отмирают портовые гавани за счет обмеления подходов к ним, появляются поднятые береговые валы и пляжи (например, на о. Хайлуото, близ Оулу или южнее — у Лонгорена), увеличиваются по высоте и расширяются многие прибрежные острова. Крупнейший в северной части Ботнического залива о. Хайлуото (пл. около 200 $км^2$) состоит из 4 частей, которые еще 200 лет назад были отдельными островами и затем объединились за счет поднятия окружающих участков дна залива [*Alestalo*. 1979]. На высотах 20 и 5—10 м здесь имеются системы дюн (высота до 16 и 4—5 м соответственно), частично «насаженных» на береговые валы, фиксирующие прежнее положение береговой линии. В целом насчитывается до 75 отдельных генераций береговых валов, с начала образования которых берег поднялся на 15,5 м. На севере острова имеется серия бывших подводных илистых валов, поднятых до высоты 0—5 м.

С гляциоизостатическим поднятием побережья Швеции увязывается сильный высотный разброс (особенно на севере) древних террасовых уровней, сопоставляемых с трансгрессивными фазами моря 1000, 1600, 2300 и 2600 лет назад [*Åse*. 1980].

Восточные и южные берега Балтики относятся преимущественно к абразионно-аккумулятивному (в основном выровненному) и аккумулятивному (часто лагунному) типам. Типичные абразионные участки приурочены к эстонскому выступу береговой линии, к Самбийскому п-ову, к району Нехоже — Колобжег (Польша), к западному берегу Гданьского залива и др. Размыву подверга-

Глинтовый клиф на северо-западе Эстонии. Остров Вяйке-Пакри

Берег с валунной отмосткой в юго-западной части полуострова Лохусалу. Юг Финского залива

ются главным образом глинистые, валунно-глинистые, реже песчано-галечные ледниковые и водно-ледниковые отложения. Высота абразионных уступов колеблется от 2—5 до 80 м, средняя скорость отступания — до 1 — 1,2 м/год — за счет оползней и обвалов местами увеличивается до 2 м/год и более [Геология Балтийского моря. 1976].

На севере и северо-западе эстонского выступа, вовлеченного в тектоническое и гляциоизостатическое поднятия Балтийского щита, располагается один из немногих участков бухтового абразионного и абразионно-аккумулятивного берега. Высокие и обрывистые клифы этого участка сложены моноклинально залегающими песчаниками, известняками, мергелями и доломитами нижнепалеозойского возраста и отступают значительно медленнее (в среднем 0,1 м/год). Клифы наследуют здесь древний куэстовый уступ (глинт), аналог которого прослеживается и вдоль северных берегов крупных о-вов Моонзундского архипелага [*Орвику*. 1974]. Максимальная высота клифа достигает 65 м у Карула и постепенно сокращается к западу и востоку от него. По периферии глинтовых уступов абразия нередко развивается в ледниковых валунных глинах. При отмыве волнами тонкого глинистого материала берег очень скоро покрывается характерной «валунной отмосткой», надолго предохраняющей его от дальнейшего размыва.

На участке островного архипелага Эстонии развита широкая (15—20 км) подводная абразионная платформа (бенч) с глубинами в среднем 4—5 м, которая окаймляет берега, способствуя рассеиванию волновой энергии. Между островами и в заливах здесь широко представлены илистые осушки с маломощным покровом ила на бенче [*Орвику*. 1974]. К югу ширина бенча значительно уменьшается, хотя он прослеживается практически вдоль всего восточного побережья Балтики, в том числе и вдоль аккумулятивных участков берега.

Южнее Рижского залива, в области погружения платформенного основания, преобладают выровненные берега абразионно-аккумулятивного и аккумулятивного типов. Особенно широко представлены аккумулятивные берега. Для них характерны прекрасные песчаные пляжи, окаймленные грядами береговых дюн и охотно используемые многими

Песчаная дюна на Куршской косе. Прибалтика

Сосновый бор на Куршской косе. Вдали виден песчаный пляж с морской стороны косы

курортными центрами. Сюда же приурочены самые крупные аккумулятивные формы Балтики — Куршская, Балтийская и Межея-Хельска косы. Формирование этих генетически сложных аккумулятивных форм относится к середине голоцена, когда за счет активного выброса наносов со дна к берегу формировались мощные бары. Впоследствии они преобразовывались вдольбереговыми потоками наносов. Современные потоки наносов резко уменьшились по мощности, что определило сдвиг областей питания на участки прежней аккумуляции наносов и вызвало размыв аккумулятивных форм [*Болдырев и др*. 1976]. Это относится, в частности, к самому продолжительному потоку наносов — Восточнобалтийскому, который, по некоторым оценкам [Геология Балтийского моря. 1976], протягивается на север от места своего зарождения (клифы Самбийского п-ова) на расстояние до 450 км и в своей головной части имеет мощность 200—250 тыс. м^3/год. Однако в настоящее время имеются данные о том, что этот поток наносов уже иссяк. Возможно, что материал абразии проносится транзитом через прибрежные бенчи и уходит за их внешний край на глубину [*Айбулатов, Пискарева*. 1982].

Вдольбереговые потоки песчаных наносов известны также у южного побережья Балтийского моря. Основным питающим участком является здесь абразионный отрезок берега Нехоже — Колобжег — Устроне, где скорость размыва береговых уступов, сложенных ледниковыми отложениями, достигает 2,5 м/год [*Bird*. 1976]. Монастырь XIII в. восточнее Колобжега, построенный в 1,5 км от берега, в настоящее время подмывается волнами. На этом участке вдольбереговой поток наносов испытывает дивергенцию. Одна его ветвь направляется к западу, в сторону Поморской бухты, и подпитывает пляжи в ее вершине. Другая, более мощная, выносящая до 327 759 м^3/год [*Subotowicz*. 1983], следует к востоку и, пополняясь на промежуточных абразионных участках (Буково-Ямно, м. Ярославец, восточнее Устки и Лебы и у м. Рожеве), разгружается у Дарлувека, западнее Лебы и полностью — у дистального окончания Хельской косы, окаймляющей с северо-запада Гданьский залив. Эти вдольбереговые потоки наносов поддерживают серию аккумулятивных форм свободного (косы) и прислоненного (пляжи, пересыпи) типа, которые нередко отчленяют от моря лагуны (например, озера Лебское, Гардно, Буково, Ямно и др.). Поверхность этих береговых форм осложнена крупными дюнными массивами. Самым мощным из них (и одним из крупнейших в Европе) являются Лебские дюны, занимающие площадь более 300 га. Это высокие мобильные эоловые гряды, перемещающиеся под действием ветра к юго-востоку со скоростью 8—25 м/год [*Паксютов*. 1977]. Основным источником песка является пляж, с 1 км которого ежегодно выносится ветром до 158,4 тыс. т песчаного материала. На пляжи песок поступает с запада во вдольбереговом потоке и со дна моря (с Чолпиньской отмели) в процессе поперечного перемещения наносов.

Во многих местах аккумулятивные формы заметно размываются, особенно во время сильных штормов. Нередки уступы размыва с морской стороны дюнных гряд. При штормах размыву подвергается до 80% польских берегов [Геология Балтийского моря. 1976]. Интенсивный размыв берегов увязывается с современным подъемом уровня Балтийского моря, который начался около 1850 г. и сейчас продолжается со скоростью 2 мм/год [*Rosa и др*. 1980].

Значительные изменения в динамику берегов вносит деятельность человека, которая особенно ощутима здесь, на весьма «чувствительных» к ней песчаных берегах: обширное нарастание берега с западной части Самбийского п-ова за счет ежегодного сброса до 2,5 млн м^3 пульпы янтарного комбината [Геология Балтийского моря. 1976]; значительное выдвижение берега у Владиславово, близ м. Рожеве, где молы портовой гавани, сооруженные в 1933—1937 гг., перехватили поток наносов с запада и вызвали прирост берега более чем на 200 м с одновременным сильным размывом низовых участков [*Bird*. 1976]. Известны и другие примеры.

На юго-западном участке Балтийского моря побережье сложено плейстоценовыми ледниковыми отложениями, перекрывающими приподнятый цоколь меловых и частично третичных пород. Ледниковый рельеф во многом определяет особенности береговой зоны. Берег на этом участке сильно расчленен, осложнен многочисленными заливами разной формы, величины и

Система бун, эффективно стабилизировавшая клифы у рыбачьей деревни Гиллелайе на северном берегу острова Зеландия

Датский замок Кронборг воздвигнут в 1420-е годы в самой узкой части залива Зунд. На переднем плане каменная облицовка берега для защиты от размыва

генезиса: широкими мелководными заливами (Кёге-Бугт), заливами фиардового типа (Колинг-фьорд, Хадерслав-фьорд, Оденсе-фьорд) и узкими извилистыми заливами — бодденами, сформировавшимися при затоплении морем рельефа конечно-моренных гряд (район о. Рюген). Со стороны моря материковый берег сопровождается архипелагом больших и малых островов, в числе которых крупнейший — о. Зеландия, где расположена столица Дании и ее главный порт Копенгаген.

В целом особенности развития юго-западных берегов Балтики определяются значительной отмелостью подводного склона, резким колебанием высоты берега, широким распространением рыхлых, легко размываемых ледниковых отложений, активным действием сгонно-нагонных явлений и ограниченным развитием волнений. Абразия берега наиболее интенсивно протекает при сильных ветровых нагонах. Обычно береговые уступы отступают со скоростью 0,2—0,5 м/год, максимально до 2 м/год [Геология Балтийского моря. 1976]. Минимальный размыв приурочен к отдельным мысам и выступам берега (Стевнс-Клинт на о. Зеландия, Мёнс-Клинт на о. Мён, м. Форнес на северо-востоке п-ова Дьюрсленд и др.), где береговые обрывы сложены мелом. В этих породах выработаны эффектные отвесные клифы, у подножия которых формируются узкие крутые пляжи из грубообломочного материала, поступающего в результате размыва и обрушения берега.

Несмотря на ограниченные возможности развития волнения в районе Датского архипелага, в последние два столетия процессы абразии берега здесь все же несколько преобладали, что вызвало необходимость применения различных защитных мероприятий — волноотбойных стенок, бун, каменной облицовки. Аккумуляция приурочена в основном к дистальным окончаниям кос (например, в бухте Факсе-Бугт), к вершинам заливов (Кёге-Бугт) или к наветренным сторонам гидротехнических сооружений. На естественных участках развиваются широкие (до 50 м) песчаные пляжи, окаймленные береговыми дюнами.

В заливах и в «волновой тени» между островами происходит интенсивное развитие ветровых осушек и маршей, связанных со сгонно-нагонными явлениями. Их активный рост и расширение местами выводят клифы из-под воздействия волн, и они постепенно отмирают. Большую роль в динамике этих отмелых берегов играет сокращение площадей травя-

нистой растительности на подводном склоне [*Christiansen et al.* 1981]. Отмирание в 30-х годах нашего столетия морской травы Zostera marina в пределах естественной гавани Кихольм (о. Самсё) вызвало размыв донных осадков, выброс их к берегу и аккумуляцию на отмелых участках, что привело к заполнению небольших бухт наносами и выдвижению береговой линии в гавани на 30 м. Возобновление роста травы в 1958—1960 гг. сопровождалось стабилизацией берега, а новый этап ее отмирания в 1968 г. обусловил дополнительный прирост берега на 35 м. Это еще одно свидетельство прочной взаимосвязи всех процессов в береговой зоне моря.

Материковые берега Северного моря (без Норвегии), Ла-Манша и Бискайского залива

Для этой береговой области характерны обширные, сравнительно мелководные пространства прилегающего шельфа (за исключением крайнего юга), благоприятная экспозиция по отношению к господствующим ветрам и волнениям западной половины горизонта, сильное влияние приливов и ветровых нагонов.

В тектоническом отношении область почти целиком (кроме побережий Дании и ФРГ) принадлежит молодой эпигерцинской платформе. Такое тектоническое единство определяет относительное однообразие рельефа прибрежной территории, имеющей преимущественно равнинный характер. Современные низменные равнины приурочены к пологим синеклизам платформы. На севере области, куда заходили покровные плейстоценовые ледники в период их максимального развития, в рельефе прибрежных равнин большую роль играют ледниковые и водно-ледниковые отложения и формы. Протяженная полоса прибрежных равнин и низменностей прерывается лишь в пределах полуостровов Бретань и Котантен, где располагается древний, сильно разрушенный низкогорный Арморикансиий массив, соответствующий антеклизе платформы.

Для всего побережья характерен типичный морской климат с мягкими зимами (средняя температура января +2—7°), теплым на юге и прохладным на севере летом (+17—20°), обильными атмосферными осадками (900—1500 мм/год). В течение всего года преобладают западные, юго-западные и северо-западные морские ветры, приносящие частые туманы и дожди. На восточном побережье Ла-Манша повторяемость ветров этих направлений составляет около 40% в зимний и весенний периоды и до 45—65% в летний и осенний сезоны. Для побережий Бельгии и Нидерландов вследствие особенностей экспозиции особую роль играют ветры северных направлений.

Весьма значительна величина прилива, которая в зависимости от характера берега колеблется от обычных 4—5 до 12—15 м (в сизигии). Особенно заметную морфологическую роль приливы играют на мелководье Северного моря, где с ними связано формирование обширных осушек (ваттов).

Реки — полноводные, со спокойным течением, не подверженные резким сезонным колебаниям уровня. Нередко (особенно в Нидерландах) русла рек располагаются выше окружающих низин, что усугубляет угрозу затопления равнинных пространств во время речного паводка и требует сооружения многих защитных дамб, отводных каналов, шлюзов.

Самыми крупными реками побережья являются Рейн, Шельда, Маас, Сена, Луара, Гаронна. Все они имеют эстуарии, искусственно углубленные и удобные для навигации. В защищенных от волн эстуариях располагаются самые большие в Западной Европе морские порты. По объему грузооборота (данные на 1979—1981 гг.) выделяются (в млн т): Роттердам (300), Гавр (87), Антверпен (75), Гамбург (60), Дюнкерк (40) [Атлантич. океан. 1984]. Два портовых комплекса Европорт (Нидерланды) и Антифер (Франция) могут принимать крупнейшие современные супертанкеры. Основным элементом экспорта через морские порты являются готовые изделия — продукция машиностроительной, химической, электротехнической промышленности, черной металлургии и текстильного производства. В импорте преобладают сырье и топливо, значительна доля продовольствия.

Интенсивное хозяйственное и рекреационное давление на побережье привело здесь к почти полному изменению природной среды. На большей части протяжения побережья преобладают окультуренные ландшафты,

значительно сократились лесные массивы (что особенно существенно для стабилизации береговых дюн), многие прибрежные участки сильно загрязнены, реки все больше превращаются в сточные каналы промышленных отходов. Поэтому проблема охраны окружающей среды все более настоятельно требует своего решения.

Остро стоит эта проблема перед Францией, отличающейся наибольшей длиной Атлантического побережья, но пока не имеющей специального законодательства по управлению береговой зоной [*Harrison, Sewell.* 1979].

На севере береговой области, **между мысами Скаген и Блованнс-Хук,** преобладают аккумулятивные выровненные берега. Выравнивание внешнего края холмистых моренных и плоских зандровых равнин, характерных для п-ова Ютландия, происходило, по-видимому, в период максимума голоценовой трансгрессии, когда волны активно перерабатывали на прибрежных участках дна

Скаген — второй по величине рыболовный порт Дании и известный курортный центр. Вдали видна самая северная оконечность полуострова Ютландия — мыс Скаген, представляющий собой петлевидную косу с внутренней лагуной

Мыс Булбьерг (Дания) сложен ледниковыми глинистыми отложениями, залегающими на цоколе из верхнемеловых известняков. Высота мыса 42 м. Верхняя часть его осложнена старыми лотками обвалов и оползневыми цирками, справа виден свежий обвал, материал которого сгрудился на примыкающем пляже. На переднем плане кекур Скарреклит — абразионный останец высотой 14,5 м, выработанный волнами в известняках и сохранившийся при размыве и отступании берега; в настоящее время находится в 120 м от материкового клифа

затопленные ледниковые отложения. Этот материал подавался волнами к берегу и шел на построение серии крупных аккумулятивных форм, которые прислонились к берегу или перегородили устья широких заливов фиардового типа. Последние наследуют глубокие понижения рельефа, выработанные покровными ледниками или их талыми водами. Для аккумулятивных берегов характерны широкие пляжи, окаймленные поясом береговых дюн. Самая северная оконечность п-ова Ютландия — м. Скаген — представляет собой петлевидную косу, сформировавшуюся

Североморское устье Лим-фиорда (Дания). Аккумулятивные пересыпи с морской стороны защищены системой бун

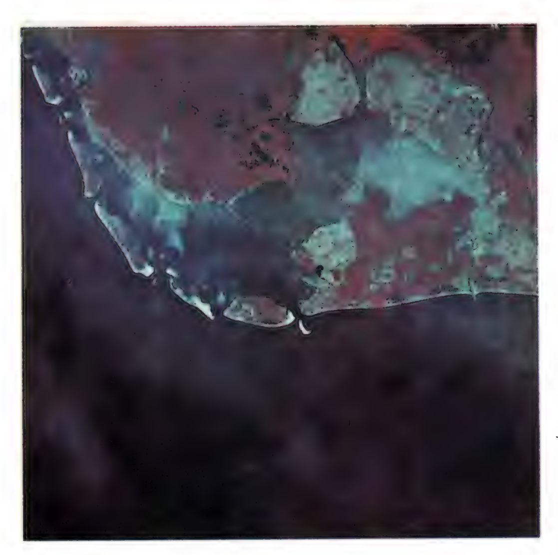
Остров Фанё — самый северный в цепи барьерных Фризских островов. Со стороны моря окаймлен широким песчаным пляжем с примыкающей к нему полосой закрепленных дюн. Расположенный в ее пределах городок Фанё достигал наибольшего расцвета в XVIII—XIX веках как значительный порт; в настоящее время основным источником существования его жителей являются туристы, охотно посещающие эти места

за счет подачи песчаного материала с юга на север вдоль берега Северного моря.

В послеледниковое время поверхность п-ова Ютландия получила некоторый перекос, поскольку северная его часть заметно поднимается со скоростью (по данным точных нивелировок) 4—14 мм в 60 лет [*Møller*. 1981], а южная опускается. Под влиянием этого гляциоизостатического поднятия севернее Лим-фиорда образовались молодые ступенчатые морские равнины, а близ современной береговой линии имеются выходы коренного цоколя (верхнемеловые известняки), нарушающие прямолинейность берега и образующие в плане пологие мысы — Хиртсхальс, Булбьерг, Ханстхольм. Здесь выработаны высокие и крутые клифы, медленно разрушающиеся волнами.

Анализ исторических карт и аэрофотоснимков разных лет показал [*Bird*. 1976], что за последние 200 лет размыву подвергаются и сами аккумулятивные формы, так что процессы абразии на этом побережье заметно преобладают. Продолжающаяся активная аккумуляция наносов приурочена главным образом к наветренным сторонам портовых молов (у Ханстхольма, Хиртсхальса, Торсминде, Хвиде-Санде), а в естественных условиях — к дистальным окончаниям кос.

Южнее м. Блованнс-Хук, вдоль побережий Южной Дании, ФРГ и Нидерландов, протягиваются низменные ваттовые берега, испытывающие сильное влияние приливов. Отличительной особенностью этого берегового



Космический снимок побережья Нидерландов с Западно-Фризскими островами. В заливе Зейдер-Зее по разной цветовой тональности прослеживаются искусственно осушенные участки-польдеры; видна также плотина в устье залива. Снимок с ИСЗ «Ландсат»

отрезка является наличие цепочки Фризских о-вов (Западных, Восточных и Северных) — низких аккумулятивных песчаных тел, вытянутых параллельно общей линии берега. Это типичные морские аккумулятивные формы — бары, формирование которых на прибрежном мелководье связано с поступлением наносов со дна Северного моря, где их аккумуляция была связана с плейстоценовыми ледниками, выносами рек и абразией окружающих участков суши. Притоку наносов в большой мере способствуют сильные приливные течения, способные перемещать осадочный материал на значительные расстояния. В составе песков Восточно-Фризских о-вов обнаружены не только аллювиальные осадки соседних крупных рек, но и песчаный материал с дальних участков дна Северного моря и даже с размываемых клифов Великобритании [*Luck.* 1976].

Внешний (морской) край барьерных островов чрезвычайно изменчив под влиянием штормовых и сезонных колебаний волновой энергии. В целом, по многолетним данным, отмечается тенденция к размыву берега, что требует применения различных способов защиты. Так, западный берег о. Зильт (ФРГ) отступает со средней скоростью 1,6—1,9 м/год. Защитная стенка, построенная в 1907—1923 гг., была позднее полностью разрушена волнами. В 1972 г. для восстановления пляжа на участке в 2,9 км у Вестерланда в береговую зону было переброшено из соседних приливных осушек 750 тыс. м^3 песка. Образовавшийся насыпной барьер предотвратил разрушение облицовки набережной во время сильных зимних штормов 1973—1974 гг. Однако размыв подводного склона ниже изобаты 6 м продолжался даже в период отсыпки искусственного пляжа [*Führböter и др.* 1976; *Wenzel.* 1979], что привело к необходимости повторной подпитки пляжа в 1978 г. (960 тыс. м^3 песка) [*Draga.* 1983]. Сильный размыв берега характерен также и для других барьерных островов. Таким образом, длительное голоценовое наращивание берега сменилось, как и на многих других участках барьерных берегов мира, современным его отступанием.

Этот процесс осложняется общим смещением всей цепи Западно- и Восточно-Фризских о-вов к востоку — в сторону действия основных ветров и волнений [*Luck.* 1976]. Значительному размыву в течение столетий подвергаются, например, западные и юго-западные берега о. Боркум [*Samu.* 1982]. Возведение гидротехнических сооружений (в данном случае — системы бун) на этом и других подобных участках не решает проблемы защиты берегов от абразии и даже нередко усугубляет их размыв, нарушая естественный процесс смещения песчаных островов.

За барьерными островами располагаются широкие песчано-илистые осушки (ватты), формирующиеся под влиянием проникающих сюда между островами приливов и нагонов. В вершине Немецкой бухты, где острова отсутствуют, осушки занимают все прибрежное мелководье. Перемещение тонких наносов приливными течениями (скорость 30—50 см/с, а при штормовом нагоне — 150 см/с) здесь весьма значительно. Измерения у о. Нёйверка показали концентрацию тонких наносов в суспензии до 30 мг/л — в спокойных условиях и до 300 мг/л — во время штормовых приливов [*Siefert, Barthel.* 1981]. Эти наносы не только активно надстраивают осушки, но и обусловливают заносимость навигационных каналов, особенно канала в эстуарии р. Эльбы, который связывает крупнейший немецкий порт Гамбург с Северным морем. В 1971—1973 гг. при прежней глубине канала 12 м его заносимость достигала 4,3 млн. м^3 осадков в год [*Giese.* 1978], что (наряду с увеличением объемов судоходства до 100 тыс. крупных судов в год) потребовало начать в 1975 г. реконструкцию канала.

Знак с отметкой уровня моря (волнистые линии: верхняя короткая — уровень при нагоне) на польдере Нидерландов

Барьерные острова и продолжающие их к юго-западу гряды дюн (выс. 20—55 м) на материковом побережье, а также обширный пояс осушек предохраняют от воздействия волн расположенное за ними низменное побережье. Этот район испытывает длительное комплексное прогибание. Общая скорость прогибания различных прибрежных участков Нидерландов колеблется от 3 до 60 см за 100 лет [*Бондарев*. 1979]. В результате многие области находятся на 3—5 м и более ниже ур. м. Район Роттердама располагается на 6 м ниже ур. м.

Наводнения не раз захватывали это низменное побережье, нанося огромный ущерб. Во время исторического наводнения 1421 г. в дельте Рейна было затоплено 72 населенных пункта и погибло свыше 10 тыс. человек. Постоянная угроза наводнения, особенно во время штормовых нагонов воды, издавна ставила задачу постройки защитных дамб. Наиболее интенсивно эта работа проводилась в Нидерландах. Около $^1/_5$ нынешней территории страны — это суша, отвоеванная упорным трудом у Северного моря.

Искусственно полученные земельные участки — польдеры — используются под пашни, луга и под сельские и даже городские застройки.

Наиболее грандиозен проект осушения залива Зёйдер-Зее, который начал осуществляться в 1930 г. Один из последних проектов предусматривает строительство целого города в море южнее Гааги, которая испытывает острую нехватку площадей под застройку. Осуществление этого проекта потребует осушить 1280 га морского дна и обойдется в 460 млн долл. [Человек и море. 1979]. Весьма важным для голландцев является проект преобразования сильно разветвленной совместной дельты Рейна, Мааса и Шельды с глубокими эстуариями и многими островами.

Бельгийские и французские берега между р. Западная Шельда и городом Кале продолжают выровненный аккумулятивный берег Западных Нидерландов. Здесь вдоль моря также протягивается низменная плоская равнина, выстланная аллювиально-морскими отложениями, многие участки которой лежат ниже уровня моря примерно на 2 м и подвергаются искусственному осушению.

Открытое песчаное побережье этого района отличается большой величиной приливов и поясом песчаных осушек и маршей, широкими пляжами, окаймляющей пляж невысокой грядой береговых дюн (лишь местами достигают шир. 1,5 км и выс. 40 м) и наличием на подводном склоне двух рядов параллельных берегу линейных отмелей [*De Moor*. 1979]. Большая часть этого побережья (за исключением некоторых небольших участков: Коксииде-Ньивпорт, Клемскерке-Вендейне и восточнее Кнокке-Зюте) сопровождается классическими берегоукрепительными сооружениями, такими, как буны, морские стенки, волнолом (у Зебрюгге), практикуется и искусственная подпитка пляжа. Эти меры вызваны сильной абразией берега, продолжающейся в течение нескольких десятков лет с постепенным возрастанием интенсивно-

Бельгийский порт Зеебрюге, построенный в 1895—1907 гг. на месте известного средневекового порта (был занесен песком) и упорно возрождавшийся после сильных разрушений в период первой и второй мировых войн. Имеет важное значение для экономики страны и постоянно реконструируется. У мола видна широкая полоса песчаных пляжевых накоплений

сти, причем берегозащитные мероприятия не изменяют общей тенденции развития берега. Так, на отрезке Бреден-Клемскерке за период 1970—1979 гг. общее отступание подошвы дюнной гряды составило 40 м; сооружение искусственного пляжа, окаймленного пластиковыми трубами с песчаным заполнением, не приостановило абразию берега. Проведенное в период 1976—1978 гг. регулярное и частое (еженедельное) профилирование естественного участка пляжа у Клемскерке-Воссеслаг позволило установить количественные характеристики движения песчаного материала и бюджета наносов на пляже за различные отрезки времени, анализ которых показывает, что абразионная фаза сменяется динамическим равновесием, а затем наращиванием берега. О справедливости этого вывода свидетельствует обнажение в 250 м северо-восточнее участка профилей старых (1912 г.) бетонных берегоукреплений, что говорит о бывшей фазе размыва, следы которой были затем перекрыты песком в последующую стадию наращивания берега.

От города Кале до п-ова Котантен протягивается более возвышенное, хотя и равнинное побережье. Его морской край очерчен почти ровной, плавно изгибающейся береговой линией, осложненной несколькими эстуариями в устьях рек и небольшими каменистыми мысами. Наиболее выступающим из них является м. Гри-Не, соответствующий выходу к морю небольшой возвышенности Артуа, сложенной мелами и песчаниками. Мыс имеет вид отвесных уступов (выс. более 46 м), выработанных в темно-красных песчаниках, и располагается в самом узком месте пролива Па-де-Кале.

Берега описываемого отрезка преимущественно выровненные абразионно-аккумулятивные [*Bird.* 1976]. Наибольшей высоты (до 130 м) клифы достигают на участках, сложенных мелом. Мягкие меловые породы довольно быстро размываются западным штормовым волнением. Скорость отступания таких клифов колеблется от 0,08 до 0,8 м/год. Севернее Трепора (у города Ольт) клиф отступил за период 1825—1955 гг. на 97,5 м, а некоторые клифовые участки Пикардийского побережья размываются со скоростью около 1,5 м/год. Здесь, на большом расстоянии от г. Ольт, примерно до Гавра протягивается почти сплошная стена высоких (до 92 м) отвесных утесов с площадкой бенча у их основания.

Отступанию коренного берега местами способствует развитие оползней на участках, где в береговых уступах кроме меловых пород выходят подстилающие их юрские глины. Взаимодействие абразионных и оползневых процессов на береговых склонах (выс. свыше 70 м, крутизна 20—40°) в районе эстуария Сены вызывает быстрое разрушение берега, иногда на десяток метров за несколько дней [*Prior et al.* 1980].

В пологой вогнутости (южнее города Булонь-сюр-Мер и до города Ольт) всего этого отрезка побережья протягивается полоса песчаных осушек (шир. до 900 м) и узких пляжей, окаймленных невысокими береговыми дюнами. Этот аккумулятивный участок берега также подвержен размыву волнами. Однако в устьевых частях эстуариев впадающих сюда рек Канш, Оти, Соммы продолжают расти песчаные косы.

Один из гористых прибрежных островков с замком на вершине у побережья Франции. Остров располагается среди обширного мелководья, поверхность которого осложнена руслами приливо-отливных и речных течений

Мыс Шевр — северный входной мыс бухты Дуарнене. Западный берег Бретани

Самый крупный эстуарий Сены, где максимальный прилив достигает 8 м, до 1850 г. представлял собой широкий мелководный воронкообразный залив, заполненный песчано-илистыми осушками с меандрирующей системой желобов стока приливных вод [*Avoine и др.* 1981]. После 130 лет активного преобразования эстуария сейчас имеется единственный узкий и глубокий (3—6 м) канал, ограниченный дамбами. Концентрация речного стока и отливных вод в узком канале способствует выносу взвешенного материала к устью эстуария, где эти тонкие наносы подхватываются вдольбереговыми течениями и, смещаясь к северу, способствуют заносимости портовой гавани Гавра.

В пределах **п-овов Котантен и Бретань** к береговой зоне подходят более древние и прочные породы Арморикaнского массива, что обеспечивает значительную сложность и извилистость береговой линии и наличие прибрежных островов. В целом для побережья

типично множество мелких и крупных бухт, разделенных узкими далеко выступающими в море мысами, что придает берегу фестончатый облик.

Здесь преобладают абразионно-аккумулятивные бухтовые берега с подчиненным развитием аккумулятивных участков. Характерно, что даже внутри большинства бухт и заливов развиты обрывистые берега (залив Сен-Мало с рядом мелких бухт, бухта Дуарнене и многие другие). Почти все побережье п-ова Бретань окаймлено широкой (иногда до 5 км) полосой каменистых бенчей с многочисленными островками, скалами и банками.

Песчаные и песчано-галечные пляжи небольшой протяженности встречаются

Космический снимок в инфракрасном диапазоне одного из участков побережья полуострова Бретань (залив Дю-Мон — Сен-Мишель). Хорошо видна полоса приливных осушек и маршей

Характер берега южнее полуострова Бретань (Франция). Песчаный пляж у города Ла-Боль

местами между коренными мысами или приурочены к вершинам бухт. Но даже и здесь окаймляющие их гряды береговых дюн нередко размываются во время высоких приливов. Аккумулятивная береговая линия этого побережья весьма динамична. На одних и тех же участках фазы аккумуляции материала часто сменяются фазами размыва. В некоторых местах была зафиксирована [*Hallégouët*. 1981] скорость выдвижения берега от 250 м за 10 лет (1961—1971 гг.) до 800 м за 17 лет (1963—1980 гг.). В ряде случаев отступание берега также происходило весьма быстро: 140 м за 6 лет (1975—1981 гг).

При достаточном поступлении осадочного материала со стороны абразионных участков в устьях некоторых бухт сформированы типичные косы. Примером таких аккумулятивных форм могут служить косы заливов Керник и Грев-де-Гульвен на северо-западе Бретани. В последнем заливе развивается крупная песчаная коса со сложной историей наращивания и размыва [*Hallégouët, Moign*. 1979]. В настоящее время дистальное окончание косы сокращается примерно на 25 м/год, хотя питающий участок берега (восточный

входной мыс бухты) продолжает усиленно абрадироваться со скоростью 4 м/год. Дефицит песчаного материала связан с интенсивной добычей песка для хозяйственных нужд.

Все побережье подвергается значительному приливному воздействию. Средняя величина сизигийного прилива на западе Бретани и Котантена составляет 6—7 м, а в вершине залива Сен-Мало она возрастает до 12—15 м. Приливы значительно изменяют уровень воды в многочисленных бухтах. С приливами связано формирование в вершинах мелких бухт песчано-илистых осушек и маршей. Поверхность их покрыта очень вязким темным илом. Многие приливные марши отгорожены дамбами и превращены в плодородные польдеры.

Южнее п-ова Бретань и особенно **южнее эстуария самой длинной реки Франции — Луары** (1020 км) протягивается преимущественно аккумулятивный берег, окаймленный береговыми дюнами, местами поросшими сосновым лесом. С близким к поверхности залеганием коренных пород связаны прежде всего обилие островов и неровность береговой линии, а также выходы прочных пород, определяющие появление редких каменистых уступов среди пояса береговых дюн и наличие на подводном береговом склоне многих скал и каменистых рифов. Такой характер берега сохраняется до устья р. Гаронны, которая вместе с р. Дордонь образует обширный и важный для судоходства эстуарий Жиронда.

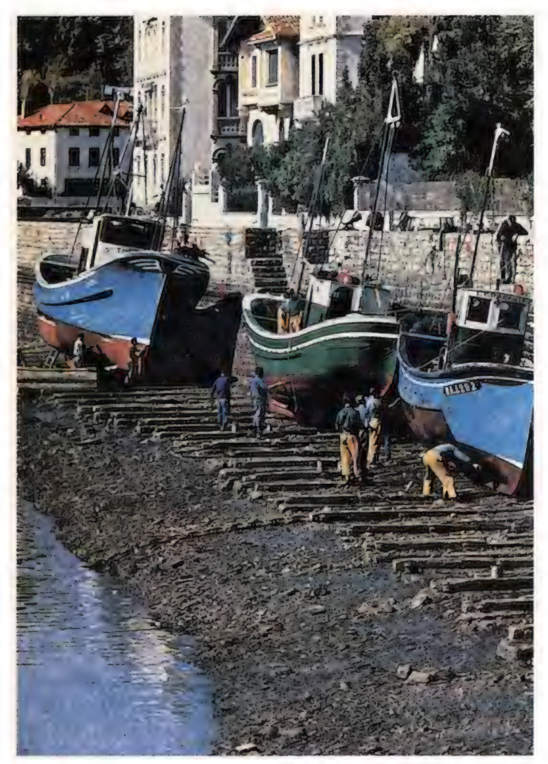
Процессы седиментогенеза в этом эстуарии отличаются высокой интенсивностью, обусловленной большим объемом твердого стока реки: 2—4 млн т/год, из них 75% — во взвеси [*Allen et al.* 1979]. В 1925—1973 гг. было проведено обширное инженерное преобразование эстуария (дноуглубительные работы, возведение различных ограничительных и берегозащитных сооружений и др.), что привело к смещению области седиментации к нижней части эстуария и увеличению объемов выброса взвешенного материала на шельф. Преобладающие волнения западного сектора (повторяемость до 96%) генерируют здесь вдольбереговые течения, направленные к югу, причем скорости течений часто превышают 1 м/с. Эти течения способствуют отклонению речных выносов в южном направлении.

О южном вдольбереговом транспорте наносов свидетельствует также типичная крючковидная песчаная коса Кубр, растущая от одноименного северного входного мыса (выс. 8 м) эстуария Жиронда. Коса протягивается с севера в эстуарий на расстояние до 2 км. За последние 100 лет отмечается активный рост дистального окончания косы при одновременном, однако, размыве ее морской (западной) стороны под воздействием штормовых волн, мощность которых при обрушении в 12,5% случаев достигает 18 т/м на 1 пог. м длины гребня волны [*Bressolier.* 1979]. За период 1950—1964 гг. западный край косы отступил на 400 м, тогда как ее дистальное окончание выдвинулось примерно на 300 м.

Между эстуарием Жиронда и м. Сен-Мартен (южнее р. Адур) простирается однообразный, исключительно выровненный аккумулятивный берег, окаймляющий низменную плоскую равнину — Ланды. Равнина сложена песчаными отложениями, под которыми на глубине 1—1,5 м залегает водонепроницаемая железистая корка ортштейна. От моря равнина отделена полосой песчаных дюн (покрытых соснами) шириной 4—6 км и высотой отдельных форм до 90 м. С тыловой стороны дюнного пояса располагается серия лагун, практически не имеющих связи с морем (кроме Аркашона).

Развитие этого песчаного берега, где располагаются лучшие французские пляжи, происходит под активным воздействием западных и северо-западных волнений. Повторяемость волн высотой свыше 4 м составляет 50 дней в году, а в декабре 1976 г. была зарегистрирована волна высотой 12,3 м и периодом 16 с [*Migniot, Lorin.* 1979]. Дополнительное влияние приливов с величиной 4,5 м создает условия для развития как поперечного (до 500 тыс. м^3/год на 1 км пляжа), так и вдольберегового перемещения песчаных наносов. Скорости вдольбереговых течений во время штормов достигают 1,5—1,75 м/с, а объем перемещаемых наносов составляет 800 тыс. м^3 в окрестностях Аркашона, более 500 тыс. м^3 севернее Капбретона и 250—300 тыс. м^3 севернее устья р. Адур. Южнее Адура вдольбереговой транспорт наносов сокращается, хотя двусторонняя их миграция выражена четко (400—500 тыс. м^3/год в каждом направлении).

В настоящее время в результате истощения



Время отлива в гавани Сен-Жан-де-Люс (Франция) используется для срочного и профилактического ремонта рыбачьих судов. Приливы в Бискайском заливе относятся к разряду самых высоких в мире и могут изменять уровень воды почти на 12 м

источников поступления материала, а также изъятия песка с пляжей в строительных целях наблюдается нарушение природного равновесия береговых процессов, что приводит к размыву берега. Истощению пляжей способствует также интенсивный эоловый вынос песчаного материала с их поверхности в сторону дюн, что составляет примерно 15—20 тыс. $м^3$/год на 1 км пляжа. В силу этих причин отдельные участки берега заметно отступают. У м. Грав с 1785 г. и по настоящее время берег отступил более чем на 2 км (в отдельные периоды скорость отступания составляла 10 м/год), что потребовало для его стабилизации возведения берегоукрепительных сооружений. Близ Англе сравнение береговых съемок 1898, 1912 и 1953 гг. показало среднюю скорость отступания берега 0,7—0,75 м/год, а в период 1952—1963 гг. — до 3 м/год. В районе Сен-Жан-де-Люза берег отступал в различные периоды со средней скоростью 0,9—2,65 м/год.

Атлантические берега юго-запада Европы

Береговая область охватывает северное и западное побережья Пиренейского п-ова и по своим физико-географическим особенностям отличается от остальной части атлантического побережья Европы. Для нее характерны преобладание гористых ландшафтов, небольшая ширина (10—45 км) прилегающего шельфа, субтропический климат.

Вдоль западного побережья полуострова протягиваются низкие и средневысотные плато и плоскогорья Иберийской Месеты, принадлежащие выступу герцинского фундамента [*Хаин*. 1977]. В тектоническом отношении основную роль здесь играет обширный и сложный Галисийско-Кастильский мегантиклинорий, длительная и интенсивная денудация поверхности которого и последовавшие за ней дифференцированные сбросовые движения обусловили формирование плоскогорного рельефа, столовых горстовых хребтов (сьерр), глубоких тектонических долин и котловин. Все это находит отражение в характере берегов северо-западного отрезка побережья.

На юго-западе непосредственно к побережью подходят невысокие (менее 1000 м) плато одной из краевых частей Галисийско-Кастильского орогена — складчато-блоковой Южно-Португальской зоны, с которой связан крупный выступ береговой линии океана.

С севера плоскогорье Месеты окаймлено герцинскими хребтами Кантабрийских гор (выс. свыше 2800 м), которые протягиваются практически параллельно береговой линии. Их крутой северный склон, значительно расчлененный эрозионными процессами, осложненный местами платообразными ступенями и карстовыми формами, образует весь южный борт Бискайского залива.

С двух сторон (с юга и северо-востока) жесткий герцинский остов Пиренейского п-ова обрамляется молодыми складчатыми образованиями альпийского возраста — Пиренеями и системой Андалузских гор (или Бетской Кордильеры). Они выходят к Атлантическому побережью на небольших участках только своей торцовой западной частью. На юго-западе полуострова к океану раскрывается также крупный передовой прогиб альпийской системы, в пределах которого располагается Андалузская низменность. В своей приморской части она представляет собой плоскую аллювиальную равнину, связанную с выносами одной из крупнейших рек полуострова — Гвадалквивир.

Климат Пиренейского п-ова определяется прежде всего расположением в субтропическом поясе. Здесь теплая зима (8 — 11° в январе), умеренно жаркое, с отчетливо выраженным периодом засухи лето (21 — 24° в июле), достаточное годовое увлажнение (600 — 1000 мм). На северном побережье отмечается понижение зимних (до 6 — 8° в январе) и летних (до 18 — 20° в июле) температур и обилие атмосферных осадков (1000 — 2000 мм/год).

Для динамики берегов важное значение имеет большая бурность океана у этих побережий. Самым неспокойным временем является осенне-зимний период, когда повторяемость сильного волнения (выше 5 баллов) может достигать 20—40% в месяц. Летом морские воды спокойнее, но все же в течение 5—6% летнего времени обычно господствует сильное волнение. В соответствии с основными направлениями штормовых ветров в течение всего года преобладают волнения с запада и северо-запада, повторяемость которых составляет 30—40%. Развитию мощного волнового воздействия на берега способствует малая ширина шельфа и общая приглубость подводного склона.

Большую роль в гидродинамической обстановке всего атлантического побережья Пиренейского п-ова играет крупная зыбь, которая также чаще всего проявляется в холодное время года, когда на ее долю приходится 30 — 40%. Она приходит с запада и северо-запада и связана с развитием циклонических штормов в северной половине Атлантического океана.

На океанском побережье Испании и Португалии действует несколько десятков крупных портов, через которые осуществляются многие функциональные связи с внешним рынком: Портово-промышленный район Бискайского залива выделяется прежде всего развитием тяжелой индустрии и других отраслей, обусловленных значительными природными ресурсами (железная руда, каменный уголь, гидроэнергия, лес, рыба). Порты этого района (Бильбао, Сантандер, Хихон, Авилес, Сан-Себастьян, Пасахес) пропускают до $^1/_3$ внешнеторговых грузов Испании и принимают почти $^1/_6$ национального улова рыбы. Грузооборот самого крупного порта, Бильбао, превышает 21 млн т [Атлантич. океан. 1984].

Порты Галисии (Эль-Ферроль, Ла-Корунья, Виго) с общим грузооборотом более 15 млн т обслуживают главным образом аграрный северо-запад Испании; на них приходится также более $^2/_5$ национального улова рыбы. В Португалии имеется около 15 портов, ведущим из которых является портово-промышленный район Лиссабон — Синиш. В нем сосредоточено более $^1/_3$ промышленного производства и свыше $^1/_6$ населения страны. Здесь перерабатывается до $^4/_5$ импортных и более $^2/_3$ экспортных грузов Португалии.

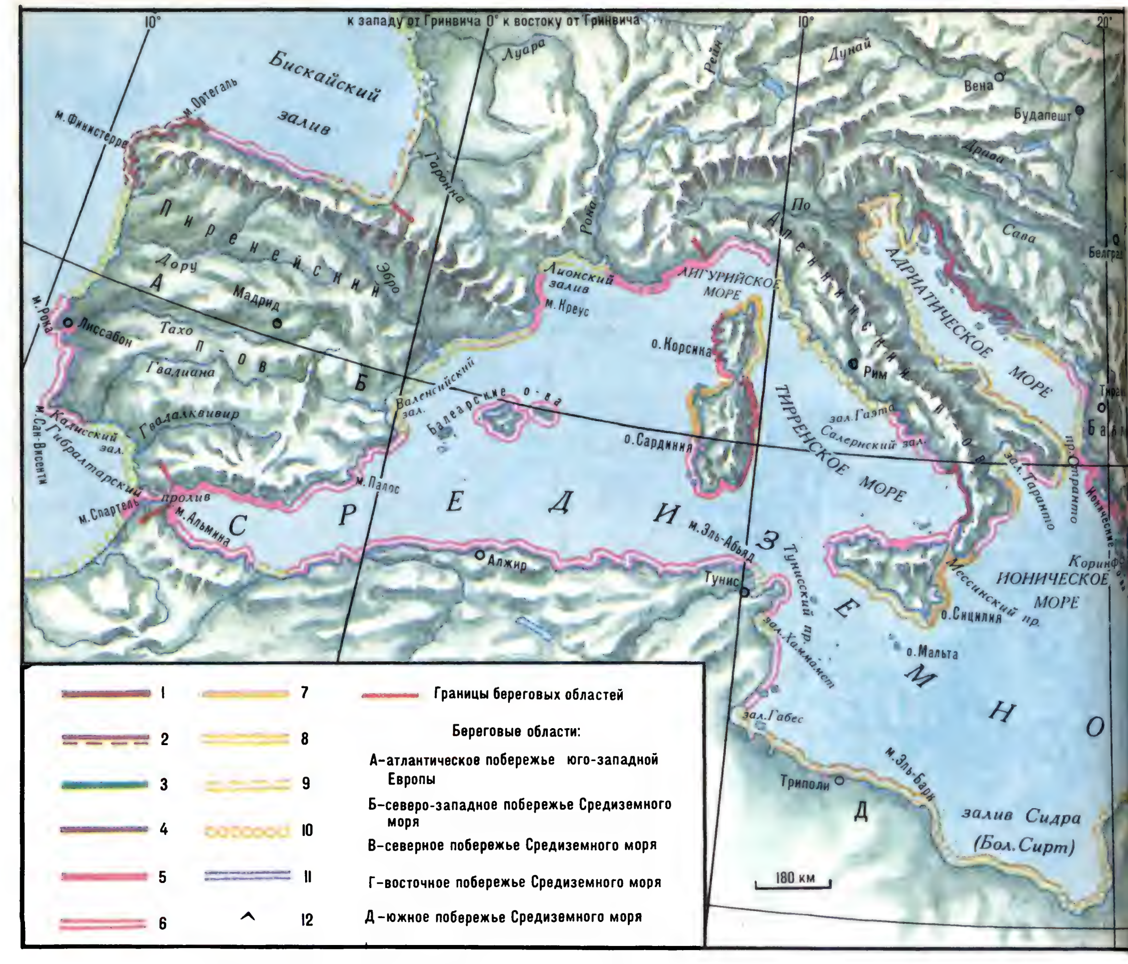
Портово-промышленный район Кадисского залива специализируется на переработке продукции зернового и субтропического сельского хозяйства и горнорудной промышленности. На порты района — Кадис, Севилья, Уэльва — приходится около $^1/_{12}$ внешнеторговых грузов Испании. Суммарный грузооборот портов 15 млн т.

Несмотря на давнее большое значение океанского побережья в жизни прилегающих стран, атлантические берега Пиренейского п-ова изучены пока в недостаточной степени.

Северный берег Пиренейского п-ова вытянут в широтном направлении, почти на всем протяжении следуя вдоль склона Кантабрийских гор, и относится к продольному типу. Он сравнительно мало расчленен, монолитен, хотя имеется множество мелких, слабо вдающихся в сушу бухт. В наиболее крупных из них, приуроченных, как правило, к устьям горных речек, расположено несколько портов местного и международного значения (Сан-Себастьян, Бильбао, Сантандер и др.).

Преобладают крутые, скалистые, почти лишенные растительности берега, выработанные в прочных породах и медленно реагирующие на мощное воздействие океанских волн.

Преимущественное развитие получает денудационно-абразионный тип берега, для которого характерно сочетание процессов абразии — в нижней части высоких береговых уступов и субаэральной денудации (эрозия, осыпи, обвалы) — в их верхней половине. В середине побережья (в основном между мысами Кабо-Майор и Пеньяс) и западнее их между крутыми мысами и в бухтах более часты небольшие (дл. обычно не превышает 200—300 м) песчаные пляжи. Однако для внутренних частей бухт все же характерны абразионные процессы. Так, в бухте Конча-де-Хихон многие участки берега между портами



Типы берегов атлантического побережья Юго-Западной Европы, Средиземного и Черного морей. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (далматинские, сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 3 — дельтовые; III — 4 — Абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** IV. Выравнивающиеся берега: 5 — абразионно-бухтовые, 6 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; V. Выровненные берега: 7 — абразионные, 8 — абразионно-аккумулятивные, 9 — аккумулятивные — лагунные и лиманно-лагунные, 10 — аккумулятивные — пляжевые; VI. Вторично расчлененные берега: 11 — абразионно-аккумулятивные. 12 — Современный размыв аккумулятивных форм

Хихон и Мусель приходится укреплять каменными дамбами.

Обмен песчаным материалом между отдельными аккумулятивными участками минимален. Основным источником питания пляжей являются не только соседние клифы, но и поступления с морского дна, чему в большой степени содействует господствующее волнение северных направлений. Песок преимущественно карбонатный, в его составе в основном обломки раковин моллюсков [*Sanchez de la Torre, Flor*. 1976].

Характерной чертой северного побережья является почти непрерывная полоса каменистых бенчей, достигающих нередко 1—1,5 км. Их поверхность осложнена многочисленными подводными и надводными рифами и скалистыми островками, весьма затрудняющими судоходство.

Между бухтами Виверо и Виго протягивается типичный риасовый берег, образованный ингрессией моря в устья многочисленных мелких рек. Сформированные при этом узкие извилистые заливы довольно глубоко вдаются в сушу (до 25 км), придавая берегу весьма изрезанные очертания. Особенно частое заложение риасовые заливы имеют южнее м. Финистерре, где они почти непрерывно нарушают берег.

В пределах всего этого района непосредственно к берегу подходят горные возвышенности с крутыми береговыми обрывами. Наи-

более неприступен берег в окрестностях мысов Эстака-де-Барес и Ортегаль, продолжающихся в море цепочкой остроконечных скалистых островков. Берег в целом приглубый, но у подошвы отвесных уступов обычно располагается неширокая платформа бенча, усеянная скалами и островками (абразионными останцами). За мысами в небольших вогнутостях берега иногда располагаются маломощные «карманные» пляжи.

Риасовые заливы также в большинстве случаев имеют крутые и обрывистые борта, а их приустьевые участки нередко загромождены островами и каменистыми банками. Неширокие пляжи развиты лишь в привершинных участках заливов и связаны в основном с выносами рек.

Заливы испытывают сильное подпруживающее действие волнения и приливов, величина которых 3—4 м.

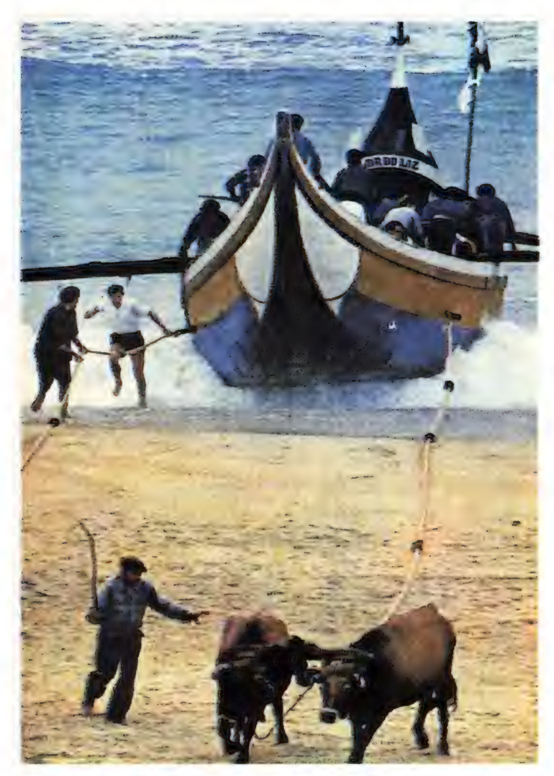
Южнее залива Виго и вплоть до м. Карвуэйру протягивается в общем меридиональном направлении относительно выровненный, преимущественно аккумулятивный, берег. Горные возвышенности здесь несколько отступают от береговой линии, и у их подножий располагается низкая прибрежная равнина, окаймленная песчаными пляжами. Там, где отроги горных массивов приближаются к берегу, появляются небольшие мысы, высота которых в большинстве случаев невелика.

Чем дальше на юг, тем шире прибрежная равнина, и на большом протяжении вдоль берега располагаются песчаные пляжи, чаще прислоненного, реже — двустороннего типа. Последние образуют местами крупные пересыпи, отчленяющие от моря лагуны. Самой значительной из них является лагуна Авейру, заполненная болотистыми островками, между которыми от ее устья идет искусственный фарватер к одноименному порту. Лагуна имеет постоянную связь с морем, тогда как морские протоки многих других лагун летом осыхают.

В целом берег слабо расчленен и не имеет хорошо укрытых бухт. Поэтому все крупные порты этого побережья располагаются у устьев рек, вход в которые обычно осложнен весьма динамичным приустьевым баром. Аккумулятивные участки побережья подвергаются размыву [*Bird*. 1976]. Продолжающиеся процессы аккумуляции приурочены к дистальным окончаниям кос, растущих в устьях некоторых рек.

На большом протяжении **между мысами Карвуэйру и Санта-Мария** берег имеет абразионно-аккумулятивный характер. Отдельные сьерры герцинской Месеты подходят здесь непосредственно к берегу и образуют ряд далеко выступающих в море каменистых мысов — Карвуэйру, Рока, Эшпишел, Синиш, Сан-Висенти, Сагриш и многие более мелкие. Выработанные на мысах клифы нередко превышают 30 м.

Между мысами располагаются обширные вогнутые аккумулятивные дуги с широкими пляжами и иногда с грядами береговых дюн. Для всего района характерно наличие больших и малых лагун, отчлененных от моря песчаными пересыпями. Крупнейшая из них — лагуна Сетубал, в которой располагается третий по величине одноименный порт Португалии. В лагуну впадает множество рек и ручьев, а со стороны моря она ограничена длинной песчаной косой, рост которой с юга на север свидетельствует о вдольбереговом перемещении наносов в эту сторону. Аналогичная форма (несколько меньших размеров)



Аккумулятивный берег в окрестностях города Виейра (Португалия). Использование быков для вытягивания рыбацкой лодки на пляж

Когда штормы обрушиваются на берег у города Назаре (западное побережье Португалии), рыбачьи лодки вытаскиваются прямо на городскую улицу

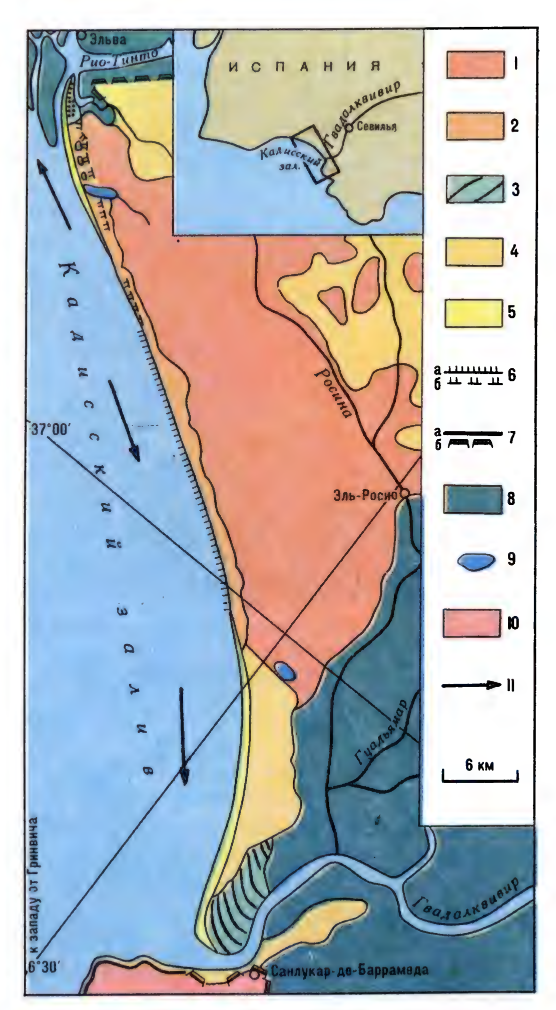
развивается в устье самой крупной реки побережья — Тежу (Тахо), где располагается столица Португалии город Лиссабон.

Вдоль Кадисского залива и юго-восточнее его (до м. Трафальгар) развит низменный аккумулятивный берег. Он начинается в окрестностях песчаного м. Санта-Мария, где строго параллельно берегу протягивается цепочка узких и длинных песчаных островов, образующих крупный аккумулятивный барьер (возможно, бар). На этом участке существует вдольбереговой транспорт наносов, направленный к востоку, о чем свидетельствует активное отклонение в эту сторону устьев рек Гвадиана, Пьедрас и Одьель. Сформированные с западной стороны их устьев широкие песчаные косы продолжают свой рост и в настоящее время [*Bird*. 1976].

Восточнее устья р. Гвадианы прибрежная равнина значительно расширяется и окаймлена широкими пляжами.

Наибольшей ширины Андалузская низменность достигает между реками Одьель и Гвадалквивир. В прибрежной части ее поверхность осложнена эоловым рельефом, который занимает площадь около 1000 км^2. Система современных дюнных гряд, активных и закрепленных, располагается с внешней (морской) стороны побережья и сложена песком красноватого цвета. Древние дюны, или, как их называют, «эоловые горы», протягиваются в глубь суши на расстояние до 70 км [*Vanney et al.* 1979]. Большая их часть закреплена растительностью, местами покрыта сосновым лесом. Отдельные дюны достигают высоты 35—40 м, иногда даже 100 м. Реликтовые береговые валы, кое-где выступающие из-под эолового покрова (на-

Вид с каменистого полуострова Сагриш на мыс Сан-Висенти — крайнюю юго-западную оконечность Европы. Известняковые клифы отвесно обрываются к воде



Геоморфологическая схема участка Андалузской низменности [*Vanney et al.* 1979].
1 — древние дюны («эоловые горы»); 2 — современные закрепленные дюны; 3 — древние береговые валы; 4 — активные дюны; 5 — береговые дюны в процессе формирования и перестройки; 6 — уступ размыва в реликтовых дюнах (а — активный, б — отмерший); 7 — абразионный уступ в коренных плиоцен-плейстоценовых и более древних породах (а — активный, б — отмерший); 8 — болота и марши в устьевой части рек; 9 — лагуны; 10 — выходы коренного цоколя прибрежной равнины; 11 — направление вдольберегового перемещения наносов

пример, у устья р. Гвадалквивир), фиксируют стадии постепенного наращивания берега.

В настоящее время ветровой вынос песка с широкой полосы прибрежной осушки, начавшийся в плейстоцене, продолжается и способствует формированию новых дюнных гряд. Вместе с тем при высоких приливах и сильных штормах передовая цепь эоловых форм размывается, особенно в середине участка.

Южнее р. Гвадалквивир прибрежная равнина втянута в общее поднятие соседних альпийских горных цепей (Андалузские горы), в результате чего у уреза появляется коренной цоколь. Местами в нем выработаны низкие клифы и всюду — широкие (0,6 — 0,7 км) каменистые бенчи. Один из важнейших портовых городов Испании — Кадис — располагается на низком каменистом полуострове, который защищает с юго-запада единственную на этом побережье крупную бухту. Аналогичный характер имеет и м. Трафальгар, соединенный с материком песчаным томболо.

Самый южный отрезок атлантического побережья Пиренейского п-ова **(между мысами Трафальгар и Карнеро)** соответствует выходу к океану альпийских горных сооружений. Отдельные отроги гор непосредственно подходят к береговой линии и круто обрываются к морю, особенно в пределах Гибралтарского пролива. Здесь на склонах гор отмечаются абразионные террасовые ступени на высотах 8, 16, 23, 38, 83 и 123 м, свидетельствующие о неоднократных плейстоценовых повышениях уровня моря и тектоническом поднятии этой территории [*Ellenberg*. 1981].

Преобладают абразионно-аккумулятивные берега. Современная береговая линия оконтуривает массивные, сравнительно плавных очертаний мысы с крутыми активными клифами, чередующиеся с широкими песчаными пляжами. Последние весьма динамичны под воздействием высоких (2,5 — 3,9 м) приливов, мощных океанских волнений и частых штормов.

Раздел 6

БЕРЕГА СРЕДИЗЕМНОГО, ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Общие сведения о регионе

Средиземноморский бассейн с его морями Тирренским, Адриатическим, Ионическим, Эгейским, Кипрским, Мраморным и тяготеющими к нему Черным и Азовским является самым крупным морским внутриконтинентальным водоемом Атлантического океана. Он обладает сложной геологической историей и отличается своеобразием циркуляции водных и воздушных масс, что находит непосредственное отражение в характере и облике его берегов.

Средиземное море омывает побережья Европы, Азии и Африки. По особенностям рельефа северное побережье значительно отличается от восточного и большей части южного побережья. На севере рельеф определяется расположением здесь мощного Средиземноморского геосинклинального пояса с его сложным сочетанием альпийских складчатых структур и палеозойских (в основном герцинских) жестких глыбовых массивов. Это побережье характеризуется преимущественно горным рельефом, интенсивными неотектоническими движениями, сейсмичностью, древним и современным вулканизмом. Современная тектоническая неустойчивость средиземноморского складчатого пояса проявляется в продолжающихся сбросовых тектонических подвижках, частых землетрясениях и извержениях вулканов.

Преобладание горных элементов молодой (альпийской) складчатости и продолжающиеся вертикальные тектонические движения обусловили довольно значительную расчлененность береговой линии северного побережья Средиземного моря. Здесь располагаются крупные и многие малые полуострова (Апеннинский, Балканский, Мало-Азиатский и множество других) и большое количество обширных и мелких островов с самым крупным из них — Сицилией. Наибольшая изрезанность берегов, сопровождаемых скоплением мелких островов, приурочена к Эгейскому морю, где береговая линия сечет выходящие к морю геологические структуры.

На многих участках северного и западного побережий горные хребты располагаются

Один из участков гористого берега Югославии: вдали виден абрадируемый мыс, сложенный коренными породами; на переднем плане в вогнутости берега — узкий песчано-галечный пляж под крутым заросшим обрывом

параллельно береговой линии (Атласские, Андалузские, Апеннинские, Динарские, Понтийские и другие горы), что обусловливает преимущественное развитие гористых берегов продольного типа. Хорошо выраженные в рельефе отдельных отрезков побережья молодые и активные до настоящего времени структурные элементы обеспечивают широкое развитие берегов с первичным (в основном тектоническим) расчленением, слабо измененных морем [*Грацианский*. 1971]. Они особенно характерны для тех частей котловины Средиземного моря, которые отличаются относительно недавним образованием (например, Эгейское море).

Горные склоны северного побережья часто непосредственно обрываются к морю, образуя крутые береговые обрывы. В их строении большую роль играет мезо-кайнозойский флиш, а также мезозойские известняки и другие карбонатные породы, с которыми связано широкое развитие в береговой зоне карстовых форм рельефа (особенно в пределах Динарских и Таврских гор).

Низменные отрезки побережья имеют подчиненное значение и приурочены в основном к межгорным и предгорным альпийским

прогибам, выходящим к морю. Крупнейшей прибрежной низменностью является Паданская, к которой приурочена долина р. По.

В отличие от северного восточное побережье Средиземного моря и основная часть его южного побережья располагаются в пределах обширнейшей древней глыбы докембрийской Африкано-Аравийской платформы. К морю подходит широкая и пологая Ливийско-Египетская синеклиза, которой в рельефе соответствуют структурно-ступенчатые понижающиеся к морю плато, окаймленные полосой прибрежной низменности. Береговая линия здесь слабо расчленена и имеет плавные очертания. К низменному южному побережью приурочено устье крупнейшей реки региона — Нила.

Средиземное море вытянуто в субширотном направлении и почти целиком располагается в субтропическом поясе. Это определяет характер климата над его побережьями, который относится к средиземноморскому типу. В целом здесь господствуют высокие температуры воздуха в течение всего года, но имеется четкое деление на зимний и летний сезоны. Зима здесь теплая, влажная, с температурами самого холодного месяца (январь) от 0 — 2° на северо-востоке до 10 — 12° на юге; лето жаркое (средняя температура июля от 19° на северо-западе до 30° на юге), сухое. Общей закономерностью в распределении атмосферных осадков является сокращение их количества с запада на восток и с севера на юг. Пределы изменения годового количества осадков составляют от 2000 — 3000 до 300 — 400 мм. Большую роль также играет экспозиция, обеспечивающая хорошее увлажнение наветренных западных склонов во время прохождения зимних циклонов с Атлантического океана.

Прилив здесь весьма невелик, обычно 0,14—0,15 м, в отдельных заливах до 0,6 м и практически не оказывает влияния на динамику берегов. Несколько большее значение имеют ветровые нагоны, с которыми местами связано повышение уровня моря в пределах первых метров: в Генуэзском заливе — до 4 м, в районе Тосканского архипелага — до 3,5 м.

Ветровые волны в Средиземном море за счет его изолированности значительно ниже и круче волн Атлантического океана. При штормах исключительной силы, повторяемость которых невелика, наибольшая высота волны в открытом море может достигать 7 — 8 м при длине 200 м. Однако более обычны умеренные волнения. Развитие волнений связано преимущественно с западными ветрами (особенно зимой). В зависимости от конфигурации и экспозиции берега немалую роль могут играть и местные системы ветров — этезии, имеющие характер летних пассатов; сирокко — теплый южный ветер, сухой на юге, влажный у побережий Эгейского и Адриатического морей; мистраль и бора — холодные, сильные, сухие северные ветры, особенно характерные для Лионского залива и Адриатического моря соответственно, а также бризы.

Благоприятное географическое положение Средиземного моря между Европой, Азией и Африкой с давних пор обеспечивало его большое значение в экономической жизни стран этих частей света, прежде всего как важного транспортного пути. Через Средиземное море проходят жизненно необходимые коммуникации многих государств, обеспечивающих их каботажное и внешнеторговое судоходство. В странах Северной Африки и Ближнего Востока, например, почти полный объем внешнеторговых и значительная часть внутренних перевозок обеспечиваются морским транспортом. Через проливы Босфор и Дарданеллы осуществляются связи с причерноморскими странами; прокладка (1859 — 1869 гг.) Суэцкого канала усилила роль Средиземного моря в качестве транзитного пути теперь уже не только в Атлантический, но и в Индийский океан. В последние десятилетия через Средиземное море пролегли крупнейшие в мире нефтеперевозки, с помощью которых осуществляется поставка в Западную Европу свыше 100 млн т нефтяных грузов.

Оживленные торговые связи, осуществляемые по Средиземному морю, привели к развитию на его побережьях многих крупных промышленных и торговых центров, хотя и не столь масштабных, как на атлантическом побережье Западной Европы. Наиболее освоенным в этом отношении является северное побережье моря, куда выходят такие развитые страны, как Франция, Италия, Югославия, Испания, Греция. Здесь располагаются десятки крупных портов и портово-промышленных комплексов. По грузообороту (1979 — 1981 гг.) выделяются Марсель (100 млн т),

Генуя (50), Триест (38), Афины — Пирей (25), Венеция — Маргера (24 млн т) и др.

Мощные торгово-промышленные комплексы, в грузообороте которых преобладает нефть, сложились на побережье Лионского залива и Лигурийского моря. Через главный универсальный порт Средиземного моря Марсель проходит до трети всех грузопотоков французских портов, столь же велика доля Генуи в морском грузообороте Италии [Атлантич. океан. 1984]. Важную роль играет портово-промышленный район Венецианского залива, на три основных порта которого (Венеция, Триест, Монфальконе) приходится около $^1/_6$ внешнеторгового оборота Италии. Через все эти комплексы проходит значительный поток транзитных грузов для многих стран Западной Европы.

На Балканском п-ове Афино-Пирейский портово-промышленный комплекс сосредоточивает важнейшие отрасли обрабатывающей промышленности Греции и пропускает свыше $^3/_5$ ее внешнеторговых грузов.

Основные промышленные центры восточного побережья моря тяготеют к портовым городам и столицам — Тель-Авиву, Хайфе, Бейруту, Лимасолу, Фамагусте. Побережья и прилегающие к нему районы являются наиболее заселенной и освоенной частью приморских государств. Значение морских портов здесь особенно велико в связи с транспортировкой через них транзитной нефти, поступающей на побережье по трубопроводам из Ирака и Саудовской Аравии. Общая пропускная способность магистральных нефтепроводов (вместе с израильским нефтепроводом Эйлат — Ашкелон) достигает 140 млн т. Нефтеэкспортными портами являются: в Сирии — Банияс (грузооборот 18 млн т), Тартус (9); в Ливане — Сайда (20), Триполи (15); в Израиле — Ашкелон (20 млн т).

Порты североафриканских стран играют меньшую роль в мировой экономике, хотя их значение постепенно возрастает в связи с перевозкой нефти из Ливии и Алжира (частично из Египта и Туниса). Здесь имеется свыше 60 морских портов с общим грузооборотом более 230 млн т. В грузопотоке преобладает нефть (более 170 млн т) и фосфаты (около 20 млн т). Вдоль побережья Северной Африки сосредоточено свыше $^3/_5$ общих запасов фосфоритов капиталистических стран. Из портов выделяются Порт-Саид, располагающийся у входа в важнейшую транспортную артерию — Суэцкий канал, а также Александрия, Триполи, Бенгази, Тунис, Алжир и др.

Общий вид части курортного города Монако. На переднем плане — здание Океанографического музея на отвесном абразионном берегу

Средиземноморье — крупнейший район туризма, который приобретает все более высокую экономическую значимость. Почти непрерывная полоса известнейших морских курортов расположена на Итальянской и Французской Ривьере, в районах Коста-Брава и Коста-Дорида в Испании, крупные туристские центры имеются на побережье Венецианского залива, юга Греции, все большее внимание уделяется очагам туризма в Северной Африке.

Многоцелевое использование побережий Средиземного моря требует внимательного исследования его береговой зоны. Однако берега моря изучены крайне неравномерно: в наибольшей степени — на юге Франции, в Италии, Югославии, Греции, на восточном побережье моря; в меньшей степени — на африканском побережье; практически совсем не изучены берега Турции.

По физико-географическим особенностям и для удобства описания в пределах Средиземного моря выделены 4 крупные береговые области: Северо-Западное побережье, Северное, Восточное и Южное.

Северо-Западное побережье Средиземного моря

На северо-западе Средиземное море омывает побережья Испании и Южной Франции. Воздействию моря на берег здесь способствует на ряде участков небольшая ширина шельфа и значительная приглубость подводного берегового склона. Например, вдоль Южного побережья Испании глубины 180 м нередко располагаются всего в 9—10 км от берега.

Над побережьями преобладают в основном западные и северо-западные ветры (мистраль) — зимой и юго-восточные — летом. Первые являются для этих побережий сгонными; вторые могут вызывать заметный подъем уровня моря (на 0,5 м), который значительно превышает приливные колебания уровня воды (в среднем 0,2 м). Основные штормы в открытом море связаны с северо-западными ветрами, однако юго-восточные ветры наиболее существенны для этих побережий в силу особенностей ориентировки берега. Они также развивают значительные волнения и обусловливают сильный прибой у берегов.

В пределах Северо-Западного побережья Средиземного моря располагаются крупнейшие горные сооружения Европы — Альпы, Пиренеи, Андалузские горы (Бетские Кордильеры). С выходами к морю торцовой части этих гор связано появление крупных выступов береговой линии — в районе мысов Нао (Андалузские горы) и Креус (Пиренеи) и на отрезке Монако — Марсель (Альпы). Восточнее Марселя береговая линия весьма изрезана: узкие длинные каменистые мысы разделяют небольшие бухты с крутыми бортами и узкими карманными пляжами. На мысах, сложенных красноватыми туфоконгломератами или белыми известняками, выработаны отвесные клифы с площадкой бенча у их основания. Близ берега во многих местах располагаются отдельные скалы и каменистые островки. Под защитой склонов Альп от холодных северных и северо-западных ветров, в условиях преобладания теплой солнечной погоды здесь выстроен крупнейший в Западной Европе курортный комплекс — Французская Ривьера, или Лазурный берег, где курортные городки, отели и кемпинги следуют почти непрерывной полосой. Многие участки берега, особенно вблизи строений, укреплены волноотбойными стенками и железобетонными набережными; для сохранения пляжей иногда применяется система бун. Так, западнее устья р. Вар сооружена серия бун из крупных каменных глыб. В вершинах бухт имеются естественные и искусственные песчаные и галечные пляжи. Галечный материал в основном выносится в береговую зону такими реками, как Вар, в области питания которой имеются большие запасы водно-ледниковых отложений.

Каланк (узкий залив с крутыми берегами) Сормиу в районе Марселя

Галечный пляж в вершине бухты западнее города Ниццы

На значительном протяжении Южного и Северо-Восточного побережий Испании берег относится к продольному типу. В этих районах вдоль береговой линии моря протягиваются молодые Андалузские и невысокие (800 — 1200 м) Каталонские горы.

Береговая линия этих районов изрезана сравнительно слабо (особенно вдоль Каталонских гор) и имеет довольно плавные очертания. Берега здесь абразионные и абразионно-аккумулятивные с обрывистыми кли-

Город и порт Сен-Тропез

фами и отдельными низменными участками, окаймленными песчаными пляжами (наиболее обычны для приустьевых участков рек). Однако всюду как общий фон возвышаются близкие отроги гор.

Небольшой пляж севернее рыболовного порта Пуэрто-Массарон может служить примером аккумулятивного участка. Он сложен среднезернистым песком с примесью мелкой гальки [*Dabrio, Polo*. 1981]. Обломочный материал поставляется абразией и мелкими эфемерными водотоками. Уклоны пляжа невелики — около 2°30′ и сохраняются на подводном склоне до глубин 20 м. Прибрежная зона моря (до гл. 1,5 — 2 м) покрыта водорослями и морской травой. Вдольбереговое перемещение наносов направлено к юго-западу и способствует заносимости портовой гавани.

Самой крупной низменностью является Мурсийская, расположенная между мысами Санта-Пола и Палос. Ее береговая линия чрезвычайно неровная, осложнена небольшими каменистыми выступами с расположенными между ними отрезками песчаных пляжей. Имеется несколько лагун, отделенных от моря пересыпями.

Между выходами к морю основных горных сооружений находятся низменные аккумулятивные отрезки берега, приуроченные в основном к заливам Валенсийскому (Испания) и Лионскому (Франция). Вдоль моря здесь протягиваются широкие (200 — 500 м) пляжи, мелководные лагуны, частично или полностью отделенные от моря песчаными пересыпями (шир. от 0,2 до 2 км), и невысокие дюны. Аккумуляция наносов сосредоточена в основном в дельтах крупнейших рек побережья — Роны и Эбро. На выходе к морю Эбро строит классическую клювовидную дельту, которая выступает от общей линии берега почти на 22 км к востоку. Основные выносы реки концентрируются в северном рукаве, что и определяет своеобразную форму дельты. В эволюции дельты основную роль играет речной энергетический фактор при подчиненном значении морского волнения. С волновыми вдольбереговыми течениями с юга связано отклонение вершины дельты к северу. Влияние волнения сказалось также в образовании фланговых баров по обе стороны устья реки за счет переработки волнами речных выносов. Южный бар Трабукадор имеет длину более 16 км и под воздействием волн моря постепенно отклоняется к западу, прижимаясь к берегу.

Дельта Роны относится к многолопастному типу. Лопасти разделены заливами и со стороны моря окаймлены широкими пляжами и песчаными пересыпями, отделяющими от моря многочисленные лагунные акватории. Нередко пересыпи осложнены дюнами высотой от 7 до 12 м.

Южная оконечность западной лопасти ежегодно выдвигалась в море на 15,2 м. Приустьевые косы основного рукава Роны выдвинулись за период 1906 — 1954 гг. на 1300 м [*Bird*. 1976]. Однако в настоящее время для морского края дельты р. Роны характерна тенденция к отступанию берега, чему в немалой степени способствовала деятельность человека. В связи с зарегулированием реки и

Город Генуя со стороны порта

Итальянская деревня Манарола возвышается на обрывистом каменистом берегу залива Специя

ее притоков твердый сток сократился от 34 — 44 млн т/год в XIX столетии примерно до 12 млн т/год — в 1956 — 1957 гг. и до 4 — 5 млн т/год — в 1970 г. [*Bird*. 1976]. Сейчас река выносит преимущественно тонкий взвешенный материал, перенос песка происходит только в паводок [*Vernier*. 1976]. В результате приустьевые участки дельты не только прекратили наращивание, но даже и отступили за период с 1954 по 1971 г. на 400 м [*Bird*. 1976]. Связанная с устьем главного речного рукава коса Грасьёз пока продолжает рост к востоку, но питается не столько выносами реки, сколько материалом размыва края дельты западнее косы.

Северное побережье Средиземного моря

Область отличается разнообразием геологического строения береговых склонов, преобладанием гористого прибрежного рельефа и сложностью гидрометеорологической обстановки, что является следствием сильной изрезанности береговой линии. Наличие крупных полуостровов обусловливает разделение северной части Средиземного моря на ряд полузамкнутых акваторий, известных под названием — Лигурийского, Тирренского, Ионического, Адриатического, Эгейского, Мраморного морей и продолжающих их к северо-востоку — Черного и Азовского морей. Каждое из них обладает спецификой условий образования морских берегов, которая накладывается на общие физико-географические особенности всего региона.

Берега Лигурийского и Тирренского морей формируются под преимущественным влиянием юго-западных и западных волнений, развивающихся практически в течение всего года и достигающих значительных величин. Максимально высота волны может составлять 4,5 — 5 м. Для Генуэзского залива весьма важны юго-восточные ветры (сирокко), возбуждающие штормовое волнение и вызывающие сильный нагон воды к берегу (до 4 м).

Береговая линия Лигурийского и Тирренского побережий Италии довольно извилиста. Гористые берега преобладают на крайнем севере (Итальянская Ривьера) и на крайнем юге (п-ов Калабрия), а также на о. Сицилия. Итальянская Ривьера имеет значительно меньшую изрезанность берега моря, чем французский Лазурный берег, более плавные

очертания мысов и несколько большее участие песчаных пляжей. Последние получают ограниченное питание и очень чутки к изменениям в береговой обстановке. Так, небольшой пляж в окрестностях Генуи почти за 100 лет потерял 25 380 м^2 своей площади [*Cortemiglia.* 1978]. Строительство здесь в 1975 г. туристского порта вызвало резкое усиление размыва пляжа. Сравнение батиметрических данных за два года с сильными зимними штормами (1976 — 1977 гг.) показало, что размыву подвергается не только пляж, но и верхняя часть подводного склона до изобаты 10 м со средней интенсивностью 20 м^3/день.

На п-ове Калабрия непосредственно к морю подходят древние горы — Калабрийские Апеннины, для которых характерна сильная раздробленность тектоническими разломами, причем вертикальные движения по ним продолжаются и в настоящее время. Это выражается в сильнейших землетрясениях, особенно частых в районе Мессинского пролива — узкого (3 км) молодого грабена, отделяющего Калабрийские горы от гор о. Сицилия [*Грацианский.* 1971]. На крутых западных и северо-западных склонах кристаллического массива Южной Калабрии прослеживается серия морских террас, связанных с поднятием побережья [*Raffy et al.* 1981]. В интервале высот 820 — 40 м насчитывается до 10 плейстоценовых террас, врезанных в граниты и гнейсы или в неогеновые и четвертичные отложения. Террасы покрыты маломощным песком и галькой морского происхождения. Формирование этой лестницы террас обусловлено общим тектоническим подъемом территории и локальными блоковыми деформациями по системе разломов. Продолжающийся региональный подъем территории обусловил образование 6 более низких террас, которые также подверглись локальной деформации. В целом после раннего плейстоцена побережье Калабрии было поднято на 820 м. Амплитуда более молодых поднятий (вюрмских и голоценовых) составила 100 — 120 м.

Крутые ступенчатые склоны Калабрийских гор часто обрываются к морю высокими скалистыми уступами, которые подчеркиваются (особенно на участке между заливами Сант-Эуфемия и Поликастро) системой тектонических сбросов. Вдоль всего этого преимущественно гористого берега (почти до Неаполя) образована серия широко открытых бухт, разделенных мысами. В вершинах бухт, близ устьев рек и в пределах небольших отрезков узких прибрежных равнин развиты песчаные и галечные пляжи, питаемые и поддерживаемые короткими горными водотоками.

Береговая линия средней части Западного побережья Италии претерпела длительный и сложный процесс выравнивания, результатом которого являются пологие очертания берега. В пределах Римской равнины этот процесс выравнивания фиксируется несколькими морскими террасовыми комплексами. В 70 км южнее Рима, в высотном интервале 0 — 25 м, выявлено 4 таких комплекса с сопровождающими их обширными эоловыми покровами [*Sevink et al.* 1982]. По возрасту три верхних комплекса относятся ко второй половине плейстоцена и морфологически представлены одним или несколькими береговыми валами и расположенными за песчаным барьером лагунными понижениями. Самый низкий террасовый комплекс — голоценовый — имеет аналогичное строение. Таким образом, процесс выравнивания берега унаследованно повторялся здесь на протяжении нескольких этапов эволюции побережья.

Несколько иным путем шло выравнивание берега в пределах Тосканского отрезка побережья, где современная береговая линия осложнена серией выступов берега. Последние представляют собой древние и современные томболо. К современным формам этого типа относится мощное двойное томболо п-ова Арджентарио. Скалистый коренной остров с крутыми склонами и максимальной высотой 635 м соединен здесь с материком двумя крупными аккумулятивными пересыпями (Томболо-ди-Фенилья — с юго-востока и Томболо-делла-Джанелла — с северо-запада), формирование которых началось по крайней мере с середины голоцена и продолжается в настоящее время. Со стороны моря пересыпи окаймлены песчаными пляжами, питание и поддержание которых происходит за счет выносов соседних рек и двустороннего перемещения наносов к этому участку. В частности, подтверждено влияние р. Альбенья [*D'Alessandro et al.* 1979; *Bianchi et al.* 1980]: к северу от ее устья многолетний объемный баланс наносов на единицу площади имеет отрицательную величину (-164×10^3 м^3), а к югу — положительную ($+160 \times 10^3$

м³), что свидетельствует о значительном поступлении речного материала в южном направлении — в сторону перейми Томболо-делла-Джанелла.

Более древними формами типа томболо являются соседние к северу полуострова, в том числе п-ов Пьомбино, который еще в позднем плейстоцене был островом и отстоял от материка на несколько километров [*Mazzanti et al.* 1980]. К настоящему времени внутренние лагуны этих древних томболо целиком заполнились осадками и сохранились в рельефе лишь в виде небольших понижений.

Со второй половины нашего столетия все чаще отмечаются случаи размыва аккумулятивных берегов. Строительство плотин и водохранилищ на реках, расход воды на орошение полей, изъятие речного песка для промышленных целей вызвали сокращение твердых выносов рек и соответствующий дефицит наносов в береговой зоне соседних участков. Известен, например, размыв дельтовых лопастей р. Альбенья [*D'Alessandro et al.* 1979] и других рек. Размыву содействует также интенсивное освоение побережья за последние десятилетия и строительство в береговой зоне гидротехнических и промышленных сооружений, которые нарушают естественный ход береговых процессов и вызывают изменения берега, нередко с переменой знака перемещения береговой линии (участок южнее города Ливорно).

Берега Адриатического моря развиваются в условиях преобладания слабых волнений. Сильное волнение (5 баллов и более) наблюдается реже и проявляется в зимний период года. Оно связано с бора — холодным и очень сильным северо-восточным ветром, приходящим со стороны Динарских гор. Скорость его может достигать 40 м/с, а повторяемость — 30—36%. Для юго-западного побережья моря большое значение имеют северные и северо-западные ветры (повторяемость более 40%). Большую роль в формировании систем волнений играет теплый юго-восточный ветер (сирокко). Он действует вдоль длинной оси моря, а поэтому возбуждаемые им волны имеют наибольший разгон. Основное влияние он оказывает на северо-западное морское побережье. Весьма часты также бризы, повторяемость которых у побережья Югославии достигает 80—90% летних дней. Они заметно усиливаются при совпадении с

Побережье Далмации (Югославия). Налеты белой морской соли на наветренных склонах острова Паг — результат действия бора́ с хребта Велебит

направлением общего ветрового потока, например с преобладающими северо-западными ветрами [*Грацианский.* 1971].

Практически вдоль всего юго-западного побережья моря протягивается холмистая, местами террасированная равнина (шир. до 10—18 км), сложенная плиоценовыми и плейстоценовыми морскими отложениями [*Грацианский.* 1971].

Вдоль юго-западного побережья моря преобладают выровненные аккумулятивные берега, окаймленные широкими песчаными и гравийными пляжами. На севере п-ова Гаргано сформирован крупный барьерно-лагунный комплекс с обширными лагунами и узкими песчаными пересыпями, покрытыми дюнами с редкой кустарниковой растительностью. Лишь в пределах небольших участков протягиваются низкие уступы размыва, выработанные в слабо уплотненных плейстоценовых и голоценовых морских и аллювиально-морских осадках и отороченные узкими маломощными пляжами. Клифы в коренных породах особенно характерны для восточного побережья п-ова Гаргано, для района плато Ле-Мурдже и южнее его. У восточной оконечности п-ова Салентина (между мысами Санта-Мария-ди-Леука и Отранто) развит типичный абразионно-бухтовый берег. В целом севернее п-ова Гаргано преобладают аккумулятивные берега, южнее — абразионные.

Основным источником поступления наносов в береговую зону являются выносы многочисленных рек и в меньшей степени — абразия берега [*Parea.* 1978]. Выбросы нано-

сов со дна моря, участие биогенного и эолового материала минимальны. Поэтому интенсивная разработка в последние десятилетия речных песчано-гравийных осадков для строительных целей и сооружение волноотбойных стенок вдоль абразионных участков берега для защиты близко расположенного к морю железнодорожного полотна выразились в резком сокращении притока наносов в береговую зону. Это вызвало во многих местах сильный размыв пляжей. Продолжающаяся аккумуляция наносов приурочена лишь к устьям некоторых рек (например, Офанто) или к участкам, располагающимся непосредственно по соседству с абразионными уступами [*Bird.* 1976]. Единый однонаправленный поток наносов отсутствует, действуют короткие перемещения наносов, часто противоположных направлений. В центральной части этого побережья (между реками Тронто и Форторе) отмечается общая дивергенция потоков наносов к северу и югу от района м. Пенна. Южнее п-ова Гаргано общий поток наносов направлен к юго-востоку. Песчаные выносы самой крупной здесь р. Офанто активно перемещаются вдоль берега в этом направлении и способствуют заносимости соседних портовых гаваней.

На северо-западном побережье моря р. По выносит ежегодно до 20 $\times 10^6$ т осадков (7% — глинистый материал, 70% — илистый и 23% — песчаный) и активно выдвигает свою многолопастную дельту в море (в среднем на 40 м/год) [*Colantoni et al.* 1979]. Наращиванию края дельты способствует также поступление наносов (особенно взвешенных) с севера — со стороны рек Брента и Адидже. Дрейфовые морские и вдольбереговые волновые течения подхватывают часть тонких выносов этих рек и перемещают их к югу [*Tomadin.* 1978].

По обе стороны дельты р. По протягивается выровненный аккумулятивный берег лагунного типа. Цепочка лагун тянется с небольшими перерывами (в основном у речных дельт) почти вдоль всего северо-западного побережья моря. В их числе знаменитая Венецианская лагуна (дл. 56,5 км, шир. 9,6 км), на внутренних лагунных островах которой расположен город-музей Венеция. От моря лагуна отделена узкой песчаной пересыпью с тремя проходами, через которые в лагуну проникают приливные течения. Средняя величина сизигийного прилива достигает здесь 0,7 м. Приливо-отливные течения играют большую положительную роль, очищая воды лагуны и каналы Венеции [*Разумов, Хасин.* 1978]. Однако с приливами могут быть связаны катастрофические наводнения в городе, когда высокий, до 1,2 м, прилив сочетается с мощными штормовыми юго-восточными ветрами и волнениями. При скорости сирокко 60 км/час уровень воды в лагуне может подняться более чем на 0,9 м, не считая высоты волн.

За полуторатысячелетнюю историю существования города Венецианская лагуна претерпела сильные изменения: многие участки приливных осушек засыпаны, искусственно приподняты и освоены промышленными зонами (Маргера); проливы — сначала Лидо, затем Маламокко — углублены и расширены, их устья ограждены молами; по лагуне проложены искусственные судоходные каналы. Все эти мероприятия грубо нарушили водный режим лагуны, чрезвычайно чувствительный к внешним воздействиям. Лагуна стала доступнее высоким приливам и ветровым нагонам. За последние 100 лет было зарегистрировано 68 случаев высокой воды, причем в первые 65 лет она появлялась в среднем 1 раз в 5 лет, в последующие 25 лет — ежегодно, а в последние 10 лет (до 1970 г.)— по 3 раза в год [*Разумов, Хасин.* 1978]. Отрицательное воздействие этих явлений усугубляется относительным и абсолютным оседанием территории города, причинами которого являются прежде всего эвстатический подъем уровня моря (1,2—1,5 мм/год) и тектоническое прогибание побережья. В районе соседней лагуны, у пляжа Градо, романский замок I или II столетия сейчас располагается на 4 м ниже ур. м. [*De Grassi.* 1952], а у Легнано типично береговое образование — бичрок, датированный 4 тыс. лет, найден в море на глубине 13 м [*Stefanon.* 1969]. Таким образом, относительный подъем уровня моря у северо-западного побережья составляет 2—3 мм/год. Ускорение этого процесса в Венеции связано с уплотнением тонких лагунных и морских отложений, на которых располагается город. И хотя город имеет мощное свайное основание (только под церковью Санта-Мария делла Салуте вбито 1 106 657 деревянных свай), он заметно оседает за счет уплотнения осадков под тяжестью городских

сооружений. Предполагается, что только эта причина дает понижение поверхности со скоростью 1 мм/год. Уплотнению осадочной толщи способствует также многолетняя откачка пресных грунтовых вод из скважин на островах и берегах лагуны [*Разумов, Хасин*. 1978].

Комплексные причины (особенно техногенного характера) привели к постепенному убыстрению понижения основания Венеции [*Там же*. 1978]: от 1 мм/год в 1908—1925 гг. до 6 мм/год в 1969 г. Чтобы сохранить исторические ценности Венеции, располагающейся всего на 1,07—1,30 м выше среднего уровня моря, и избежать разрушительных последствий наводнений, подобных ноябрьскому 1966 г., ЮНЕСКО призвала страны и их народы к коллективному решению «венецианской проблемы».

Частью этой комплексной проблемы является также размыв штормовыми волнами песчаной пересыпи, отделяющей лагуну от моря и предохраняющей город от его разрушительного воздействия. Первые защитные стенки были построены в XIV в. и в дальнейшем периодически обновлялись. В XVIII в. им на смену были возведены сохранившиеся до сих пор «мурацци» — земляные дамбы длиной более 5 км с покрытием из каменных плит и крупноглыбовой каменной наброски, которые играют роль волноломов.

В настоящее время размыву подвергаются и многие другие участки аккумулятивного берега, особенно вблизи приливных проток, соединяющих лагуны с морем. Поскольку основным источником поступления наносов в береговую зону являются реки, изменение их режима и распределения стока значительно влияет на состояние соседних участков берега. Такая зависимость четко прослеживается в районе дельты р. Тальяменто [*Catani et al.* 1978]. Примерно с 1908 г. основной сток реки происходит через западную часть ее дельты, что вызвало активное наращивание этого участка (со скоростью 22 м/год) и интенсивное перемещение наносов вдоль берега в западном направлении — в сторону небольшой лагуны Порто-Базеле. В результате устье последней постепенно «отжимается» в том же направлении за счет длительного наращивания «наветренной» косы и размыва «подветренной». В настоящее время штормовые волны достигают здесь гряды береговых дюн и местами прорывают ее.

Гирлянда из 365 островов Корнат вдоль средней части побережья Югославии

Большая часть берегов северо-восточного побережья Адриатического моря по соотношению с тектоническими структурами относится к хорошо выраженному продольному типу. Почти на всем протяжении близ моря простирается Динарское нагорье, приморская часть которого (выс. до 2500 м) сложена мезозойскими известняками, частично — флишем. Породы смяты в крупные антиклинальные складки, вытянутые параллельно линии берега. Своды антиклиналей нередко разрушены денудационными процессами. В результате совместного действия голоценовой трансгрессии и тектонического опускания побережья море вторглось в синклинальные впадины и денудационные понижения в сводах положительных структур и сформировало многочисленные длинные и узкие заливы, вытянутые вдоль гористого берега моря. Берег сопровождается множеством больших и малых островов также продольной ориентировки, соответствующих серии положительных тектонических складок. «Внутренний» берег хорошо защищен от волнового воздействия барьером островов, практически не подвергся изменению морем и четко сохранил следы своего первоначального расчленения (тектонического и денудационного). Такой облик берега особенно характерен для далматинского побережья Югославии, где он пред-

Пиран — один из крупнейших населенных пунктов полуострова Истрия

Общий вид города Дубровник — одного из старейших городов Югославии. Расположен на крутом каменистом абразионно-денудационном берегу

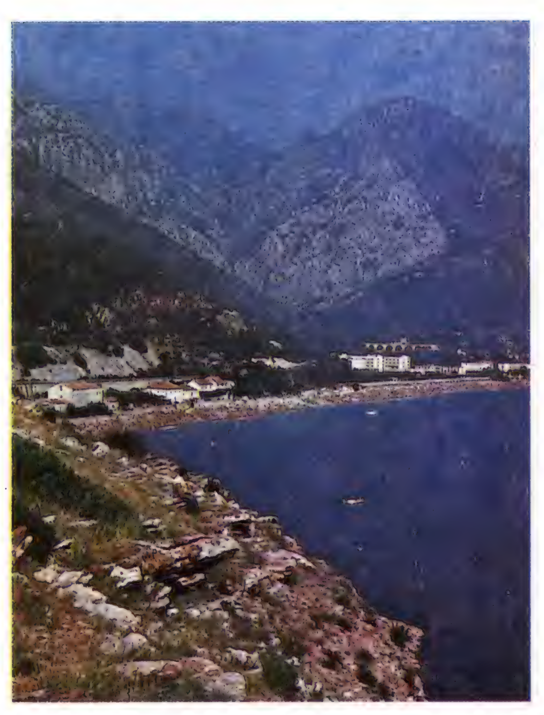
ставлен настолько типично, что это географическое название стало нарицательным для обозначения берегов с первичным структурно-денудационным расчленением.

К северо-западу (п-ов Истрия) и юго-востоку (побережье Черногории) далматинский тип берега утрачивает свои характерные черты в связи с некоторым изменением строения прибрежных горных массивов и меньшим тектоническим погружением побережья. Архипелаг удлиненных островов здесь практически изчезает, и все большую роль в облике гористого берега приобретают абразионные участки. Однако структурный фактор продолжает сказываться в развитии берега. На участках с субгоризонтальным залеганием пород береговой профиль имеет ступенчатое строение за счет избирательного характера процессов размыва. В районе Лантерна (западное побережье п-ова Истрия) в известняковом клифе выработано 4 ступени, разделенные отвесными уступами высотой до 1—3 м [*Dalongeville.* 1980]. При наклонном залегании пластов для приурезовой зоны характерна неширокая (1—3 м) пологая площадка, примыкающая к крутому береговому склону и обрывающаяся к морю отвесным уступом (до 40 см) с небольшой волноприбойной нишей в основании.

Вдоль абразионных участков обычно выработаны бенчи, на глубине 9±1 м отмечается (особенно у мысов) четкая террасовидная ступень, которая прослеживается почти по всему побережью Адриатики и маркирует, по-видимому, древнее положение уровня моря [*Orožen.* 1981]. Аккумулятивные участки, иногда с лагунами (север п-ова Истрия), в пределах Югославского побережья приурочены в основном к устьям рек.

На тех участках побережья, где береговые обрывы сложены мезозойскими и третич-

Югославский город Котор, расположенный в глубокой, хорошо защищенной от волн тектонической бухте



Пляж в вершине бухты на Черногорском побережье Югославии

ными известняками, широко развиты формы берегового и подводного карста, связанные с выщелачивающим воздействием морской воды на известковистые породы. В Далмации карст распространен до глубин порядка 10—15 м. В прибойной зоне формируются многочисленные известняковые выступы, ложбины, воронки, глубокие желоба и гребни, пересекающиеся друг с другом и создающие сильно расчлененный микрорельеф. Местами формируется типичная карровая поверхность, а у линии уреза образуются ниши растворения — аналог волноприбойных ниш. Размеры карстовых форм обычно не превышают 1—2 м в поперечнике, но, сливаясь друг с другом, они образуют весьма изрезанную поверхность дна [*Зенкович, Каплин.* 1965; *Каплин.* 1973].

Разрушению известняковых береговых уступов способствует кроме карстовых процессов биоэрозия. Детальные исследования, проводившиеся в течение 2 лет на северном побережье п-ова Истрия [*Torunski.* 1979] в туронских и эоценовых известняках, показали, что разрушение породы вызвано жизнедеятельностью эндолитических микроорганизмов и поедающих микрофлору животных — гастропод и морских ежей. Первые корродируют поверхность породы, вторые соскабливают частицы породы в процессе поиска пищи. Продукты разрушения известняков на 10—30% растворяются в воде, а оставшиеся 70—90% имеют механический состав — от илов до тонкого песка. Распределение организмов в береговой полосе подчиняется определенной зональности, которая обусловлена физико-химическими и биологическими факторами. Эта зональность приводит к различию скоростей биоэрозии на разных участках литорали (0,1—1,1 мм/год) и к выработке биогенной эрозионной ниши в основании клифа у уровня прилива. В целом с 1 пог. м берега удаляется ежегодно 11 кг известняка. Около 9 кг из этого количества представлено тонким материалом, который составляет 3—25% прибрежных осадков. Изменения в распределении организмов значительно влияют на скорость эрозии и осадконакопления. Так, активное размножение в этом районе в 70-х годах морских ежей почти удвоило скорость

Морской карст в береговой зоне полуострова Истрия (Югославия)

Береговой уступ с карстовой моделировкой севернее города Дубровник (Югославия). Вверху — международный автокемпинг Орошац в маслиновой роще

разрушения прибрежных известняков. С действием биохимических и биоэрозионных процессов связано формирование во многих местах несколько ниже уреза коррозионных площадок — «тротуаров», весьма характерных для всего Средиземноморья [*Dalongeville*. 1980].

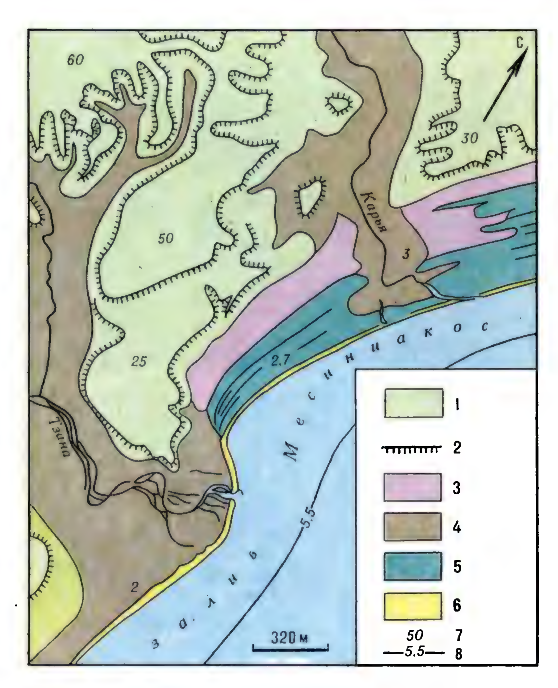
Несколько иной облик имеет побережье Албании [*Леонтьев*. 1963]. Простые антиклинальные известняковые хребты высотой 300—400 м подходят к береговой линии на севере и юге Албанского побережья под некоторым углом, обусловливая появление серии высоких мысов. Наиболее возвышен южный участок берега (между м. Кефали и заливом Влёра), где высота прибрежных гор достигает 2000 м и более. Горные склоны круто обрываются к воде, образуя высокие и неприступные скалистые утесы. На северном береговом участке горы значительно ниже. Хребты разделены здесь широкими низменностями, которые развиты на месте параллельных горным грядам синклинальных впадин, заполненных рыхлыми аллювиальными отложениями неогенового и плейстоценового возрастов. Такое строение побережья определяет чередование вдоль берега моря аккумулятивных и абразионных участков.

В средней части Албанского побережья горы отходят от береговой линии, уступая место широкой (до 15—18 км) холмистой равнине, дренированной несколькими долинами рек. Побережье низменности Мезекье является лучшим в Средиземноморье примером равнины типа чениер-плена.

Берега Ионического моря принадлежат Италии — на западе и Греции — на востоке. За счет разной экспозиции эти берега развиваются под действием различных систем волнений. Для греческих берегов в холодное время года волноформирующими являются ветры с юго-запада, а в теплое время — с северо-запада и севера. Преобладает слабое и умеренное волнение, наибольшей силы достигающее с ноября по апрель. На южные берега Италии важное воздействие оказывают в течение большей части года волнения с юга и юго-востока. Из местных ветров определенное значение имеет бора, иногда достигающий силы шторма. Приливы в Ионическом море весьма малы (0,1—0,2 м) и лишь в заливе Патраикос (Греция) достигают 0,7 м. Более заметное повышение уровня моря обычно связано с действием нагонных южных ветров. В проливе Корфу при этих ветрах возможен подъем уровня до 1,2 м.

Берега Ионического моря преимущественно гористые и отличаются значительной изрезанностью. Это особенно характерно для берегов Греции, которые сопровождаются многими гористыми островами. Здесь непосредственно к морю подходят крутые известняковые склоны горных цепей Пинда высотой до 1000—2000 м. Для большей части этого побережья типично чередование каменистых клифов и разнообразных бухт и заливов с песчаными и песчано-галечными пляжами в их вершинах.

В связи с преобладанием небольшого волнения абразионные отрезки берега изменяются медленно. У мысов обычно выработаны неширокие бенчи, часто с коррозионной поверхностью. На известняковых берегах основным процессом развития является химическая абразия, с которой связано формирование у уреза моря ниш выщелачивания. По имеющимся наблюдениям [*Higgins*. 1980], процесс образования таких ниш значительно ускоряется вблизи высачивания из трещиноватой породы пресных подземных вод, обла-



Геоморфологическая схема аккумулятивного участка берега в северо-западной части вершины залива Мессиниакос (Греция) [*Kraft et al.* 1975]. 1 — плиоценовые аллювиально-морские террасы, 2 — отмершие клифы и крутые склоны аллювиальных террас, 3 — реликтовое лагунное понижение, 4 — речные долины, в голоцене заполненные песками, илами и гравием, 5 — позднеголоценовые песчано-гравийные береговые валы, 6 — современный песчано-гравийный пляж, 7 — высоты террас (в м), 8 — изобаты

дающих бо́льшим потенциалом растворения извести.

Основным источником поступления наносов в береговую зону служат реки. Например, в залив Патраикос (Греция) из рек ежегодно поступает 1800 $\times 10^3$ м^3 песка, а от абразии клифов только 1×10^3 м^3 [*Piper et al.* 1982]. Поэтому аккумулятивные участки берега в большинстве случаев располагаются вблизи речных дельт. В вершине залива Месиниакос за счет переработки волнами выносов р. Памисо и соседних небольших рек сформировалась в позднем голоцене песчано-гравийная прибрежная равнина (шир. 0,4—0,5 км), примыкающая к отмершему клифу [*Kraft et al.* 1975]. Прибрежная равнина состоит из серии береговых валов, фиксирующих постепенное наращивание этого участка.

Аналогичный облик имеет также вершина соседнего залива Лаконикос. Небольшой (дл. 10 км, шир. 4 км) эрозионно-тектонический залив Наварин, располагающийся в юго-западном углу Пелопоннеса и отделенный от Ионического моря узкой известняковой грядой, на протяжении последних 9 тыс. лет активно заполнялся аллювием [*Kraft et al.* 1980]. К началу нашей эры в его вершине сформировался крупный барьерный комплекс с изолированной лагуной Османага. Со стороны Ионического моря здесь развивается широкий песчаный пляж, окаймленный мигрирующими полями дюн высотой до 10 м.

Лагунно-барьерные комплексы сформированы также в северной части широкого залива Кипарисиакос и южнее залива Патраикос. Комплекс прибрежных равнин на северо-западном побережье залива Патраикос образован соприкасающимися дельтами двух рек, главной из которых является р. Ахелоос (Аспропотамос). Кроме современного русла, функционирующего по крайней мере 2,3 тыс. лет, хорошо выделяются в рельефе 3 более древних русла этой реки, возраст которых увеличивается с запада на восток [*Piper, Panogos.* 1981]. Объемы твердого стока реки (до зарегулирования в 60-х годах — 3—4 млн т взвешенного и 2 млн т влекомого материала в год) были вполне достаточны для формирования обширной дельтовой равнины путем последовательного развития четырех речных лопастей. Отмирание рукавов реки происходило в связи с закупоркой устья песком, чему способствовало активное воздействие волн моря. Приустьевые участки отмерших рукавов быстро размываются морем. Размыв идет со скоростью 0,5 км — в первые 10 лет и 0,5 км — в следующие 30 лет. Песок перерабатывается волнами в косы и пересыпи, за которыми располагаются мелководные лагуны.

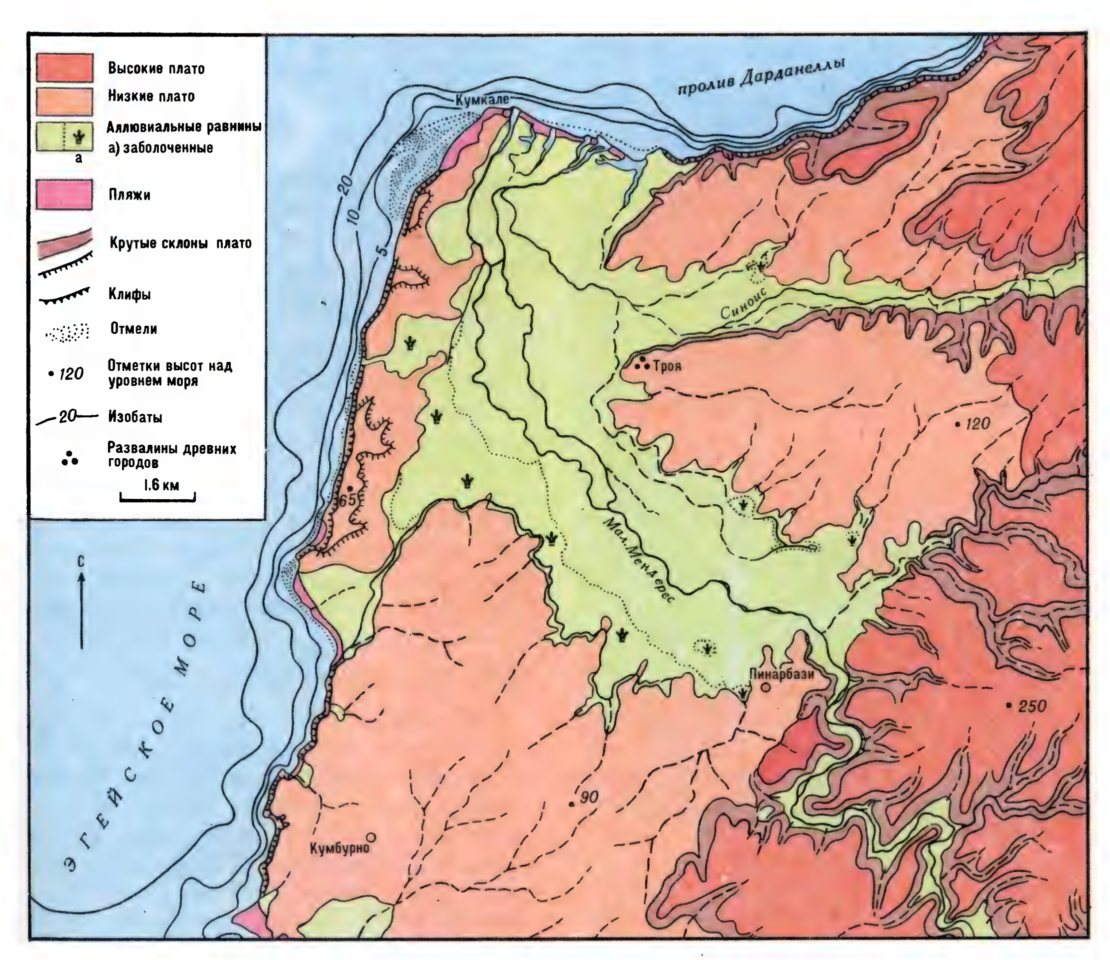
Итальянские берега Ионического моря также преимущественно гористые. Вдоль побережья п-ова Калабрия протягиваются горные хребты Калабрийских Апеннин, образующие крутые береговые склоны. В пределах залива Таранто горные цепи несколько отступают от моря. Берега здесь низменные, окаймленные пляжем. Основное перемещение наносов направлено с юга на север. В этом же направлении происходит изменение состава пляжевого материала от гравийного к песчано-гравийному и далее, севернее устья

р. Агри,— к песчаному [*Mezzadri et al.* 1976]. Со стороны берега пляжи нередко окаймлены дюнами высотой иногда до 18 м, в районе устьев основных рек района (Брадано, Агри, Синни) пляж примыкает к краю заболоченной аллювиальной равнины. Сравнение последовательных аэрофотоснимков за период с 1943 по 1974 г. [*Cocco*. 1975] выявило значительный размыв берегов залива Таранто и устойчивое отступание береговой линии за последние 30 лет со скоростью до 4—6 м/год. Причиной усиления размыва наиболее сильными юго-восточными волнениями является увеличение дефицита наносов в береговой зоне. Это объясняется ограничением искусственными дамбами вдольберегового перемещения наносов и изъятием огромных объемов песчано-галечного материала с пляжей и из русл рек для строительства. По имеющимся подсчетам [*Cocco et al.* 1978], за период 1965—1977 гг. из основных рек залива Таранто было извлечено 35 млн $м^3$ аллювиального материала, что значительно снизило количество речных выносов в береговую зону.

Берега Критского и Эгейского морей характеризуются максимальной для Средиземноморья расчлененностью. Гористые побережья этих морей отличаются сложным геологическим строением и сильной тектонической раздробленностью (особенно горы Балканского п-ова). Основные геологические структуры подходят к береговой линии под острым (Греческое побережье) или почти прямым (Турецкое побережье) углами и образуют классический пример берегов диагонального и поперечного типов соответственно. Берег характеризуется частым чередованием узких и длинных мысов (антиклинальные структуры и поднятые блоки) и разделяющих их заливов (тектонические и эрозионно-тектонические впадины) и сопровождается многочисленными каменистыми островами. На очертание берегов значительное влияние оказывают также интенсивные современные вертикальные движения, которые в ряде районов имеют сложную историю. Так, детальный анализ [*Thommeret et al.* 1981] поднятых береговых линий в западной части Крита, которые прослеживаются в интервале высот 0—9 м по сохранившимся уступам, волноприбойным нишам, площадкам бенчей и биогенным образованиям (известковые водоросли и верметиды), и их абсолютное (C^{14}) и биостратиграфическое датирование свидетельствуют, что они образовались в процессе комплекса вертикальных движений колебательного характера. Образовавшаяся в результате опусканий «лестница» береговых форм рельефа затем была поднята единым резким и быстрым толчком с амплитудой 9 м, который приходится на период около 1550 лет назад. Полученные возрастные датировки поднятых береговых линий хорошо сопостав-

Характер расчленения береговой линии Юго-Западной Турции. На переднем плане город Бодрум — база турецких ловцов губок. Стоит на руинах Галикарнасуса. Родина Геродота — отца письменной истории — Галикарнасус был столицей царства Кария. Город гордился изумительной мраморной гробницей царя Мавзолуса — одним из семи древних чудес света, строительство которой было начато вдовой царя около 353 г. до н. э. Слово «мавзолей» происходит от имени этого царя. Столетиями позже плиты развалин гробницы были использованы для возведения массивного замка Св. Питера, господствующего над гаванью

Две тысячи лет пролежали древние амфоры у турецких берегов Эгейского моря. На заднем плане — гористые берега Юго-Западной Турции



Геоморфологическая схема полуострова Бига (северо-запад Турции) [*Kraft et al.* 1980]

ляются с известными по историческим документам разрушительными землетрясениями.

Многочисленные выступы берега (мысы, полуострова) длительное время подвергаются медленной абразии. Относительно небольшая протяженность Эгейского и Критского морей, сильная изрезанность береговой линии, наличие большого количества островов и островных групп препятствуют развитию значительного волнения. Важную роль играет экспозиция отдельных участков берега, многие из которых развиваются под влиянием специфических местных условий (особенно в мелководных, глубоко врезанных в сушу заливах). В целом наибольшее волнение наблюдается при северных и западных ветрах. Например, западное побережье п-ова Бига (Северо-Западная Турция), открытое воздействию западных волнений, подвергается абразии на протяжении многих тысячелетий (по крайней мере 7 тыс. лет). Здесь к морю подходит высокое (около 25—60 м) сильноэродированное плато, сложенное неогеновыми песками, глинами и известняками и испытывающее поднятие на протяжении всего плейстоцена [*Kraft et al.* 1980]. Скорость абразии, по-видимому, значительна. Известно, что руины многих античных поселений, располагавшихся на этом побережье, уничтожены морем.

Береговые отрезки, сложенные известковистыми породами, подвергаются воздействию процессов химической абразии, роль которой особенно возрастает в полуизолированных заливах и за островами, где развитие волн ограниченно. Крутые береговые уступы местами подчеркиваются тектоничес-

кими сбросами (западный борт залива Арголикос).

Для эрозионно-тектонических (риасовых) заливов в историческое и доисторическое время был характерен процесс интенсивного заполнения аллювиальным материалом в условиях слабого влияния волнового фактора. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Так, археологические данные свидетельствуют, что дельта р. Гедиз (Турция) в течение последних 3 тыс. лет активно выдвигалась в Измирский залив со скоростью 7 м/год [*Aksu, Piper*. 1983—1984]. Особенно интенсивно аллювиальная аккумуляция развивалась в устье р. Большой Мендерес (юго-запад Турции), которая ранее впадала в широкий и глубокий залив. Располагавшиеся вдоль бывшего залива важные античные портовые города Милетус, Гераклея и Приене к началу нашей эры были полностью изолированы от моря речными выносами [*Kraft et al.* 1977]. Серия береговых валов, окаймлявших морской край дельты, фиксирует отдельные стадии быстрого выдвижения речной равнины. В соседнем с севера заливе Эфесус древний одноименный порт поддерживался некоторое время путем искусственного вычерпывания подходных фарватеров, пока наконец р. Мал. Мендерес (бас. Эгейского моря) окончательно заполнила залив осадками. Прослежена [*Kraft et al.* 1980] длительная история развития и постепенного заполнения аллювием другой р. Мал. Мендерес (античное название Скамандер) небольшого залива в окрестностях легендарного города Трои (устьевая часть пролива Дарданеллы). Первоначально Троя была, вероятно, портовым городом. К предполагаемому времени Троянской войны (3250 лет назад) берег залива уже заметно отошел от города, а к периоду 2 тыс. лет назад залив сократился еще наполовину. Сейчас дельта реки заметно выдвинута в море.

Аналогичное явление отмечается также в вершине залива Арголикос и некоторых других заливов Греческого побережья. В вершине Салоникского залива 500 лет до н. э. находилась крупная и глубокая бухта Термаикос. На ее берегу располагался большой портовый город Пелла — столица императора Филиппа Македонского и ряд более мелких морских портов. За 600 лет выносы четырех рек почти нацело заполнили бухту, от которой осталась только юго-восточная часть, где ранее находился древний порт Терма. Близ него сейчас вырос г. Салоники — второй по величине город и морской порт Греции.

Кроме дельт «выполнения заливов» имеются также дельты открытого берега («выдвинутые»), особенно на севере Эгейского моря. Самой крупной из них является многолопастная дельта р. Нестос (Места), берущей начало на склонах гор Болгарии. Дельта активно выдвигается в море навстречу гористому о. Тасос, постепенно сокращая отделяющий его от суши пролив.

Речные равнины (в том числе и в вершинах заливов) окаймлены со стороны моря песчаными и галечными пляжами. Аналогичные пляжи развиты также в вогнутостях открытого берега моря и вокруг островов. Например, на небольшом о. Скиатос (Греция) с периметром 50 км имеется около 70 песчаных пляжей [*Schwartz, Tziavos*. 1976], некоторые из них уже имеют явные следы размыва.

Берега Черного и Азовского морей

Берега Черного моря в отличие от предыдущего района слабо изрезаны. Здесь имеется лишь один крупный полуостров — Крымский и ряд сравнительно небольших заливов по его периферии (Каркинитский, Каламитский, Феодосийский) и на западном побережье моря (Бургасский). В целом для Черного моря характерно преимущественное развитие абразионных берегов. При этом в восточной и южной частях моря, где располагаются молодые горные сооружения альпийской складчатости, преобладают высокие гористые абразионные берега, а в западной части, где основную роль играют жесткие глыбы края древней Русской платформы и байкальской складчатости,— выровненные аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные берега. Развитию процессов абразии на востоке моря способствует также крайне малая ширина шельфа. У Кавказского побережья край шельфа нередко подходит непосредственно к береговой зоне. Это обусловливает появление крутых уклонов подводного склона (в пределах Пицундской бухты иногда до 30°) [*Кикнадзе, Зенкович*. 1976], что облегчает подход к берегу мощных штормовых волн и способствует безвозвратному оттягиванию пляжевого материала на большие глубины.

Кавказские берега Черного моря на севере гористые, а на юге — низменные. Мощный Главный Кавказский хр. вытянут субпараллельно береговой линии северной половины побережья, и его отроги, часто террасированные, обрываются к морю крутыми уступами. В южной части побережья преобладают крупные аккумулятивные выступы (Пицунда, Сухумский, Адлерский, Бурун-Табийский), образованные, как правило, выносами рек и прошедшие сложную эволюцию. В настоящее время Черноморские берега Кавказа испытывают размыв на большей части своего протяжения. За последнее столетие аккумуляция наносов была приурочена лишь к локальным участкам, связанным с устьями рек (р. Кодори), разгрузкой вдольбереговых потоков наносов у аккумулятивных выступов, с задержкой наносов в вогнутостях берега по соседству с размываемыми клифами или с наветренной стороны гидротехнических сооружений при одновременном•усилении низового размыва (Сочи, Очамчира и др.). Преобладают песчано-галечные и галечные пляжи.

В то же время многие аккумулятивные участки стали испытывать интенсивный размыв, в отдельных местах пляжи были полностью уничтожены волнами. Размыву подвергаются даже аккумулятивные берега обширной Колхидской низменности, приуроченной к крупному альпийскому межгорному прогибу. В районе городов Поти, Кобулети, Адлия скорость размыва берега достигала 3 м/год, а на других участках Грузинского побережья — местами до 5—16 м/год [*Кикнадзе и др.* 1984].

Основной причиной усиления абразии является сокращение твердого стока рек за счет строительства плотин и водохранилищ, а также изъятие пляжевого материала для строительных целей, которое практиковалось вплоть до 60-х годов (затем было прекращено законодательным путем): так, за период 1940—1970 гг. с берега моря и из русл рек было вывезено более 30 млн м^3 песка и гальки [Фотоматериалы... 1983]. Все это привело к истощению пляжей и усилению волнового воздействия на берег. Определенную роль сыграло возведение портовых молов, преградивших в ряде мест вдольбереговые потоки наносов и вызвавшие усиленный низовой размыв. С южной стороны Сочинского

Берег у черноморского курорта Гагра: вверху — в 1982 г., когда после строительства берегоукрепительных наносоулавливающих сооружений севернее этого участка существенно сократилось поступление сюда песчано-галечного материала; внизу — тот же участок в мае 1983 г. после осуществления искусственных отсыпок песчано-галечного материала, который восполнил недостающий объем наносов

порта такой размыв протекал со скоростью до 4 м/год (был полностью, уничтожен пляж шириной 30 м), что потребовало периодической искусственной отсыпки обломочного материала для стабилизации берега. На динамику кавказских берегов большое влияние оказывают также верховья подводных каньонов, которые [*Сафьянов.* 1977; *Геловани и др.* 1977; *Пешков.* 1977, и др.] перехватывают часть нагрузки вдольбереговых потоков, вызывая тем самым низовые размывы берега. Самый крупный подводный каньон Акула поглощает в среднем около 80 тыс. м^3 наносов в год, что вместе с сокращением твердого стока соседней р. Взыби повлекло за собой отступание берега южнее каньона в пределах

юго-западного побережья Пицундского выступа со скоростью примерно 1 м/год [*Пешков*. 1977]. В последние годы приняты меры для стабилизации этого участка берега.

Сильнейшему размыву Пицундского аккумулятивного выступа во время южного 6-балльного шторма в начале 1969 г., когда значительно пострадали некоторые многоэтажные корпуса пансионатов, в большой степени способствовал недоучет природных условий при строительстве курортного комплекса [*Меншиков, Пешков*. 1980; *Зенкович*. 1984]: здания были построены слишком близко к урезу воды (практически в зоне действия прибойного потока); кроме того, непосредственно на пляже была поставлена для защиты от волн вертикальная волноотбойная стенка, что сократило пробег штормового заплеска, усилило волну отражения от бетонной стены и вызвало катастрофический размыв пляжа у ее основания.

Для восстановления ценных пляжей Пицунды предлагались разные, иногда весьма дорогостоящие методы, но исследователи-береговики настаивали на естественном восстановлении, и их прогноз оправдался [*Меншиков, Пешков*. 1980; *Зенкович*. 1984]: уже к 1976 г. процесс естественного возобновления вдольберегового потока наносов в сторону Пицундского мыса под влиянием более частых западных волнений (повторяемость до 60%) обусловил полную реставрацию пляжей у этого известнейшего черноморского курорта. К середине 70-х годов скорость выдвижения Пицундского мыса составила (по данным за 7 лет) 0,1—0,2 м/год [*Пешков*. 1977]. Последующие искусственные отсыпки пляжеобразующего материала на отрезке Гагра — Пицунда ускорили этот процесс.

В пределах береговой зоны Грузии развиваются пять вдольбереговых потоков наносов, направленных в сторону Колхидской низменности под влиянием западных и юго-западных ветров и волнений [*Кикнадзе и др*. 1977]: устье р. Мзымты — Мюссерские холмы; Мюссеры — Сухумский мыс; Сухумская бухта — устье р. Кодори; устье р. Кодори — м. Бурун-Табие; устье р. Королис-Цхали — город Кобулети. Каждый поток представляет собой замкнутую динамическую систему, имеющую собственные источники питания, участки потерь наносов (подводные каньоны и крутые свалы глубин) или полной разгрузки потока наносов. Мощности потоков наносов колеблются от 3—15 (устье р. Белая и севернее устья р. Чакви) до 150—220 тыс. м^3/год (м. Бурун-Табие и южнее устья р. Бзыби).

Небольшой по протяженности вдольбереговой поток наносов северного направления действует со стороны р. Чорохи. До недавнего времени большая часть современного объема твердого стока реки терялась близ ее устья в подводном каньоне [*Канделаки и др*. 1977]. Оставшиеся 150 тыс. м^3/год двигались к северу вдоль берега, но не могли восполнить развившийся на этом участке дефицит наносов в береговой зоне. В результате берег между р. Чорохи и городом Батуми подвергался во время штормов сильному размыву. В последние годы для пополнения потока наносов проложен в обход подводного каньона пульпопровод, который подает недостающую часть галечного материала из русла непосредственно к размываемому участку, что позволило значительно снизить здесь размыв берега.

Еще один подводный каньон — Бурун-Табие ограничивает дальнейшее наращивание берега у города Батуми. Длительная аккумуляция здесь поступавших со стороны р. Чорохи наносов была обусловлена заполнением входящего угла у мола Батумского порта и активно протекала до 60-х годов. Когда линия берега приблизилась к верховьям каньона, влияние его усилилось, и рост аккумулятивного выступа прекратился. С существованием каньона Бурун-Табие, полностью перехватывающего поток наносов с юга, связан также интенсивный размыв берега севернее Батуми.

Еще больший размыв берега характерен для южных гористых берегов Крыма, экспонированных навстречу сильным ветрам и волнениям с юго-запада и юго-востока. Разрушение берега ускоряется здесь образованием мощных оползней в широко развитых глинистых породах. Местами оползни имеют площадь в несколько сот квадратных метров. Например, город Алупка располагается на 6 крупных оползнях, состояние которых зависит от многих факторов: влияния подземных и поверхностных вод, морской абразии, тяжести зданий и др.

Живописные берега Крыма и Кавказа с их крутыми лесистыми склонами, скалистыми

Черноморский берег Грузии южнее устья р. Бзыби: А — состояние на 1.XII.1981 г. Сокращение твердого стока реки и переброска ее устья к северу привели к дефициту наносов на этом участке и к сильному его размыву: за 1976—1981 гг. была смыта волнами 120-метровая полоса суши, в том числе более 200 реликтовых сосен. Б — тот же участок на 1.V.1983 г. после проведения первого этапа искусственного восполнения дефицита наносов в береговой зоне

горными вершинами, пышной субтропической растительностью, теплым морем являются любимым местом отдыха трудящихся нашей страны и пользуются заслуженным вниманием зарубежных гостей. Многочисленные дома отдыха, пансионаты, отели протягиваются вдоль побережья почти непрерывной полосой и ежегодно принимают миллионы отдыхающих. Здесь же расположены такие крупные промышленные города и порты, как Новороссийск, Севастополь и др. Поэтому состояние этих берегов, их защита от размыва представляют серьезную и важную проблему. В настоящее время многие участки берегов Южного Крыма искусственно закреплены. В условиях отсутствия крупных рек, поставляющих в береговую зону значительный объем аллювиального материала, и мощных вдольбереговых потоков наносов динамическая связь отдельных

Один из абразионных участков Южного берега Крыма

1982] — от научных изысканий и проектирования берегозащитных мероприятий до реального их воплощения и последующего наблюдения за их работой, за их влиянием на динамику берегов. В работе нового объединения большое внимание уделяется созданию «свободных» искусственных пляжей. Уже на первых этапах своей деятельности объединение добилось значительных положительных результатов по восстановлению ранее утраченных пляжей. Общая площадь искусственно созданных за 1981—1983 гг. пляжей составила 30 га [*Кикнадзе и др.* 1984].

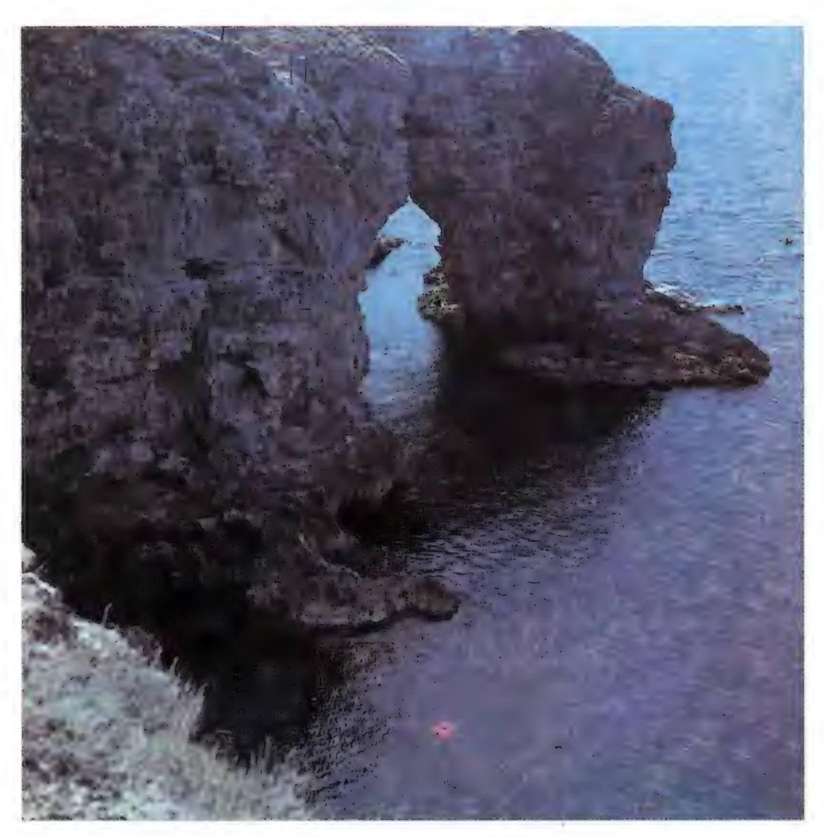
Круты и обрывисты южные берега Черного моря, образованные высокими северны-

Каменистый мыс в районе Карадага

участков берега весьма слаба, а поэтому здесь успешно осуществляется локально-пообъектное укрепление берега, не оказывающее отрицательного влияния на соседние береговые отрезки. Применяются различные, часто комплексные (для одновременной защиты от оползней и абразии) инженерные конструкции: набережные с подпорными стенками, траверсы, волноломы, буны с искусственной отсыпкой обломочного материала в межбунные «карманы», волноотбойные стенки, нередко сложного профиля, и др. Комплексный подход к проблеме защиты берегов от размыва наметился в Грузии. Созданное здесь в 1981 г. научно-производственное объединение «Грузморберегозащита» сосредоточило в единых руках все этапы решения этой проблемы [*Кикнадзе*. 1981; *Лебанидзе, Степичев*.

ми, часто террасированными, густо залесенными склонами Восточно- и Западно-Понтийских гор, вытянутых субпараллельно береговой линии. В западном направлении горы постепенно понижаются, и у пролива Босфор их высота не превышает 300 м. Почти на всем этом протяжении развиты абразионные и абразионно-денудационные (на востоке) берега с обрывистыми скалистыми клифами. Лишь в отдельных небольших бухтах имеются маломощные песчано-галечные «карманные» пляжи. Основные участки аккумуляции приурочены к устьям наиболее крупных рек — Кызылырмак (дл. 1151 км), Сакарья (дл. 790 км) и Ешиль-Ирмак (дл. 416 км). За счет паводковых выносов рек в их устьевых частях строятся довольно значительные дельты, образующие

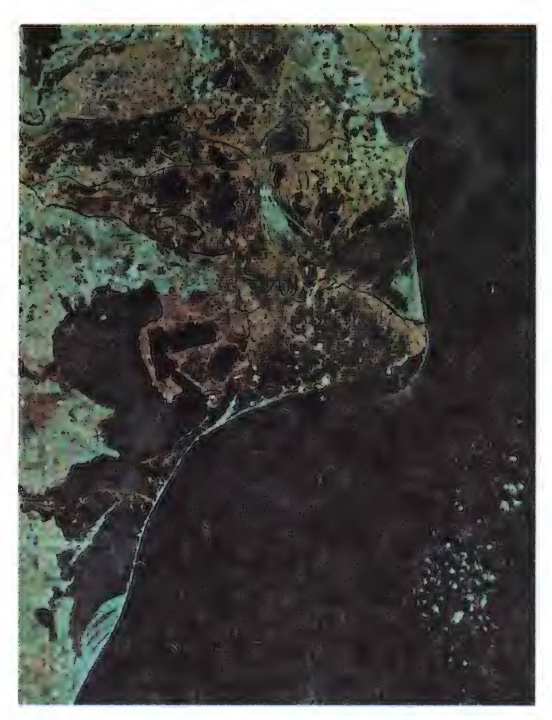
Абразионные «ворота» у мыса Тарханкут (Крым)



заметные выступы низменного берега, почти достигающие края узкого здесь шельфа. Под влиянием сильных северо-западных волнений аллювиальный материал частично отклоняется к востоку, что сказывается в морфологии дельт, и прежде всего в образовании с этой стороны фланговых баров (дельты рек Кызылырмак и Ешиль-Ирмак).

Западное и северо-западное побережья Черного моря более низменные, нередко к берегу подходят слабовсхолмленные равнины разного генезиса (аллювиальные, морские и аллювиально-морские). Сюда приурочена дельта крупнейшей реки Западной Европы — Дуная. Дельта имеет сложное строение, в ее состав включены не только обычные для дельт прирусловые валы, но и хорошо сохранившиеся в рельефе серии песчаных береговых валов (местное название «гринду»), фиксирующих стадии нарастания дельты [*Зенкович*. 1958]. Основной сток реки сейчас осуществляется через ее северный рукав (Килийский). Поэтому в южной части дельты нарастание берега несколько уменьшилось, и даже кое-где появились следы размыва. Интенсивный разбор дунайской воды на орошение пятью странами, через территории которых проходит река, усиливает тенденцию к размыву в южных частях дельты.

Южнее и севернее дельты Дуная протягиваются обширные участки лагунного берега. Лагуны (или лиманы, поскольку они образовались в подтопленных устьях рек) отделены от моря мощными песчаными пересыпями с выровненным внешним контуром. Лагуны, чередующиеся с абразионными участками, прослеживаются вдоль всего северо-западного берега моря, вплоть до западного побережья Крыма. В пределах украинского побережья аккумулятивные участки составляют 36% от общей протяженности берега, абразионные — примерно 30% [*Шуйский и др*. 1976]. Остальные участки берега относительно стабильны. Абразии во многих случаях способствует активное оползнеобразование. Обычно средняя скорость абразии берега колеблется в пределах 0,3—1,0 м/год с максимумом до 10—12 м/год [*Shuisky*,



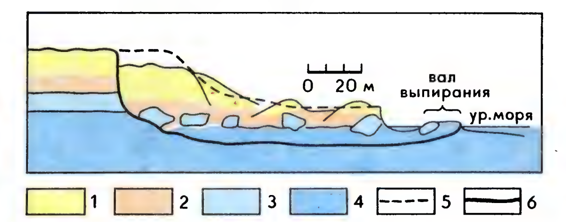
Дельта реки Дунай из космоса (фотоснимок с советского спутника «Метеор-30», полученный сканирующей системой «Фрагмент»). Хорошо видны бары, отчленяющие широкие лиманы

Пролив Босфор, пролегая мимо Стамбула и бухты Золотой Рог (слева), впадает в Мраморное море (правее снимка). На переднем плане — минареты и купола Голубой Мечети

Schwartz. 1979]. Скорость отступания клифов, выработанных в понтических известняках, гораздо меньше: в окрестностях Одессы — не более 3 см/год [*Зенкович*. 1962].

В настоящее время размыву подвергаются и аккумулятивные пересыпи в устьях лиманов. Песчаное тело пересыпей обычно располагается на лагунных глинах, что свидетельствует о надвигании аккумулятивных форм на лагуны [*Зенкович*. 1958]. В наше время процессы аккумуляции в общем не характерны для этого побережья. Аккумуляция песчаного материала происходит лишь в местах разгрузки вдольбереговых потоков наносов [*Шуйский и др*. 1976], т. е. в основном на дистальных окончаниях пересыпей. Например, оконечность Тендровской косы наращивается со скоростью до 1 м/год [*Зенкович*. 1962]. Для защиты этих берегов от размыва успешно применяется кроме бунных комплексов и метод прогрессивной защиты — «свободные» искусственные пляжи, особенно в пределах Одесского залива [*Shuisky, Schwartz,* 1979]. Большие успехи в комплексной защите берега от абразии и оползнеобразования достигнуты в районе города Одессы.

Абразионные процессы преобладают также вдоль болгарских берегов (особенно вдоль мелкобухтовых южноболгарских берегов, которые располагаются в зоне альпийс-



Схематический профиль оползневого склона в районе города Одессы [*Зенкович*. 1958]. 1 — лёсс, 2 — бурая глина, 3 — известняк, 4 — понтическая глина, 5 — первичный профиль берегового склона, 6 — поверхность отрыва и скольжения оползня

Галечный пляж в окрестностях города Одессы

Район дома отдыха «Энергетик» (Новая Гагра) на 1.XII. 1981 г. На аккумулятивных берегах, сложенных современными легкоразмываемыми грунтами, при дефиците наносов сооружения деформируются за 2—3 сезона

Тот же участок на 1.VI.83 г. после отсыпок пляжеобразующего материала

кой складчатости) Черного моря. Здесь выделяется до 8 различных типов подмываемых волнами береговых обрывов [*Шуйский, Симеонова.* 1982] — от простых уступов высотой 15—20 м, сложенных однородными лёссовидными или глинистыми отложениями, до высоких клифов неровного профиля, достигающих 60—90 м и осложненных несколькими оползневыми ступенями. Такой берег прослеживается на участке Каварна — Балчик, село Кранево — курорт Золотые Пески — Варна и южнее м. Черни Нос. Оползни, возникновению которых способствуют частые землетрясения [*Илиев,* 1973], значительно ускоряют процесс отступания берега.

Комплексные причины вызывают на ряде участков быстрое отступание берега. Средние скорости абразии в различных секторах берега колеблются от 0,005 до 1 м/год (максимальные до 30 м/год), объем снесенного с

Уступ размыва в глинистых отложениях севернее мыса Шабла, побережье Болгарии

клифов материала изменяется от 0,05 до 30 $м^3$/м·год. Общее количество рыхлого материала, вынесенного волнами за счет разрушения клифов, достигает 1 344 100 $м^3$/год [*Шуйский, Симеонова.* 1982].

Материал размыва поступает на построение пляжей, которые составляют около 28% от общей длины (378 м) болгарских морских берегов [*Симеонова.* 1976]. Современное наращивание берега со скоростью 0,75 м/год известно [*Bird.* 1976; *Дачев, Николов.* 1977] у города Варна — крупнейшего черноморского порта Болгарии. Источником питания пляжей здесь являются речные выносы и частично — абразия соседних клифов. Аналогичное выдвижение берега отмечается у устья р. Камчия. Прекрасные песчаные пляжи имеются у известных курортов Албена, Златни-Пясыци и Дружба. Однако часть этих пляжей подвергается размыву. Так, на отрезке побережья между м. Черни Нос и курортным комплексом Албена развивается почти повсеместное отступание береговой линии со скоростью 0,12— 0,63 м/год, причем величина размыва аккумулятивных участков нарастает в направлении с юга на север. Причина размыва нередко связана с отрицательным влиянием человеческой деятельности, с недоучетом особенностей береговых процессов при гидротехническом строительстве на этих участках, где четкая тенденция к аккумуляции отсутствует [*Николов.* 1981].

Берега Азовского моря в целом невысоки. Они располагаются в области новейшего платформенного прогибания. К морю почти на всем протяжении подходят степные аллювиальные и лёссовые равнины, выработанные на структурах древней (Русской докембрийской) и более молодой (Скифской герцинской) платформ. Только к юго-восточному краю моря раскрывается широкий Азово-Кубанский предгорный краевой прогиб альпийской системы, к которому приурочена обширная (пл. 4300 $км^2$) многорукавная

Абразионный уступ, выработанный в сарматских известняках близ мыса Калиакра на побережье Болгарии

дельта р. Кубани. Характерной особенностью этого дельтового образования является наличие большого числа внутридельтовых озер общей площадью 1500 $км^2$ [*Богучарсков, Иванов.* 1979].

Для Азовского моря характерны различного типа, иногда уникальные аккумулятивные береговые формы. На западе это огромная (дл. ок. 110 км, ср. шир. 0,5 км), вытянувшаяся вдоль всего западного побережья Арабатская стрелка, сложенная почти исключительно ракушечным материалом и в генетическом отношении являющаяся береговым баром; на севере — ряд классически выраженных кос азовского типа, сложенных кварцевыми песками и ракушей [*Зенкович.* 1958; *Леонтьев и др.* 1975]; на востоке — крупный береговой вал, окаймляющий морской край дельты Кубани, и серия песчаных кос и пересыпей разного размера и формы. Наиболее древней из них является Арабатская стрелка, начало формирования которой относится к раннеголоценовой стадии более низкого стояния уровня моря. Вслед за его подъемом Арабатская стрелка постепенно смещалась к западу, пока не причленилась к берегу, отделив от моря Сивашскую лагуну. В связи с малыми глубинами, плохой связью с морем (узость Генического пролива) и интенсивным испарением сивашская вода имеет резко повышенную соленость и обладает большими

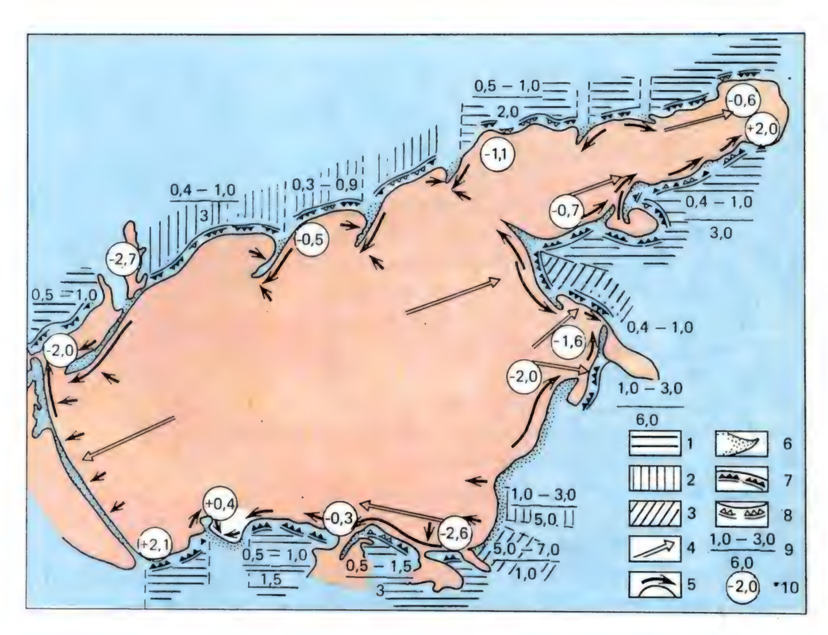


Схема интенсивности береговых процессов Азовского моря [*Мамыкина*. 1978]. 1 — объем материала абразии менее 5 тыс. м³/км; 2 — объем материала абразии 5—10 тыс. м³/км; 3 — объем материала абразии более 10 тыс. м³/км; 4 — волновая равнодействующая; 5 — направление перемещения наносов; 6 — аккумулятивный тип берега; 7 — абразионный тип берега; 8 — абразионно-оползневый тип берега; 9 — скорость абразии (числитель — средняя, знаменатель — максимальная), м/год; 10 — скорость современных тектонических движений, мм/год

запасами соляных ресурсов. Сегодняшний Сиваш — это мощная сырьевая база для развития галургической промышленности на базе рассолов [*Дзенс-Литовский, Егорова*. 1977].

Современное состояние берегов Азовского моря характеризуется преобладанием абразионных процессов. В последние годы естественное развитие берегов значительно нарушается хозяйственными и рекреационными мероприятиями в бассейнах рек и на побережье [*Мамыкина*. 1978].

Наиболее динамичны берега восточного побережья, сложенного четвертичными суглинками и глинами и отличающегося значительным современным тектоническим прогибанием. Волновая равнодействующая направлена здесь почти по нормали к берегу, что обусловливает появление сильных нагонов и преимущественное развитие абразионных процессов со средней скоростью размыва 0,4—3,0 м/год (максимальная — у города Приморско-Ахтарска — до 6,0 м/год). На северном побережье в промежутках между косами азовского типа развиты питающие их выровненные абразионные участки, где преобладают абразионно-обвальные процессы — в местах развития четвертичных глин и суглинков, широко распространены абразионно-оползневые явления, развитые вдоль района выхода в основании клифов песчано-глинистых неогеновых отложений. Скорость абразии здесь несколько ниже (средняя 0,5—1,0, максимальная 3,2 м/год), чем на восточном побережье.

На берегах Таганрогского залива, обладающих тенденцией к поднятию и имеющих в основании выходы песчано-глинистых отложений, абразия сопровождается развитием оползней, наиболее активных в районе города Мариуполя. В пределах Керченско-Таманского побережья широко распространены миоценовые и плиоценовые известняки, бронирующие береговые обрывы. Поэтому средняя скорость абразии здесь заметно ниже (не более 0,5—1,5 м/год).

Характерной особенностью аккумулятивных форм Азовского моря является высокое содержание в их составе ракуши (от 60—70% на косе Белосарайской до 90—99% на косе

Долгой и Арабатской стрелке), которая выбрасывается волнами со дна моря. Поэтому аккумулятивные формы очень чувствительны к изменениям запасов биогенного материала на подводном склоне [*Мамыкина и др.*, 1977; *Мамыкина.* 1978; *Мамыкина, Хрусталев.* 1980]. Разработка ракушечных отложений для строительных целей и нужд сельского хозяйства, которая проводилась в течение почти 20 лет, сказалась в размыве кос. Объем добычи ракуши с подводной отмели и дистальной части косы Долгой за период 1966—1975 гг. превысил 1 млн т, что значительно сократило питание косы и вызвало ее размыв. Этому способствовало также резкое изменение гидрохимических условий в Таганрогском заливе в связи с зарегулированием Дона, что привело к снижению продуктивности биоценоза Cardium edule — основного компонента биогенного материала. Постепенная стабилизация условий, благоприятно сказавшаяся на жизнедеятельности моллюска, а также сокращение изъятия биогенного материала со дна в 4—5 раз обусловили возобновление после 1976 г. аккумулятивных процессов и восстановление части островов на продолжении косы.

Средиземноморские берега Турции в основном гористы и вытянуты субпараллельно краевым горным хребтам Западного и Центрального Тавра (выс. 2000—3000 м и более). Торцовые части этих гор, выходящие к морю, образуют крупные полуострова — Ликийский и Киликийский, разделяющие широко открытые заливы. Берега полуостровов относятся к абразионно-денудационному типу. Они сложены палеозойскими сланцами и известняками и меловыми известняками и обрываются к морю высокими отвесными уступами. На юге Киликийского п-ова у моря обнажается древнее метаморфическое ядро антиклинория Западного Тавра, которое образует величественные береговые обрывы [*Грацианский.* 1971]. Неравномерность поднятия побережья местами фиксируется лестницей террасовых ступеней в интервале высот 50—230 м.

В заливе Анталья к берегу подходит высокая одноименная цокольная равнина, сложенная преимущественно известняками и образовавшаяся, по-видимому, на месте опущенного блока на южном склоне Таврских гор. Равнина обрывается к морю крутым уступом

Карманные пляжи между абразионными мысами в районе города Аланья, южное побережье Турции

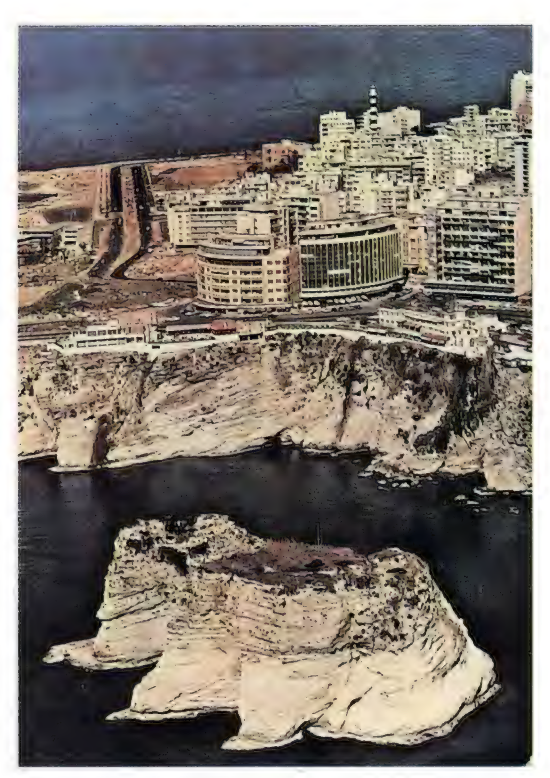
высотой до 30 м. Реки образуют здесь глубокие ущелья, а к морю в большинстве случаев низвергаются водопадами.

Равнина Чукур-Ова имеет иной характер. Она приурочена к Альпийскому прогибу, заполнена аллювиальными осадками, низменна и местами заболочена. Морской край аллювиальной равнины двух соседних рек — Джейхан и Сейхан — в недавнем прошлом активно выдвигался в море. Город Тарсус в древности был морским портом, а сейчас далеко отстоит от моря [*Грацианский.* 1971]. В настоящее время совместная дельта обеих рек образует крупный аккумулятивный выступ, разделяющий заливы Мерсинский и Искендерун, имеющие асимметричные борта — один низменный (дельтовый), а другой — высокий гористый.

Вдоль дельтового выступа сформирована волнами серия барьеров — пересыпей, отделяющих от моря лагунные акватории. Рост барьерных комплексов продолжается близ современных устьев рек, однако береговые валы, расположенные в некотором отдалении от устьевых участков и получающие меньшее питание, подвержены волновому размыву [*Bird.* 1976]. Современная аккумуляция характерна также для приустьевых участков рек Гёксу и Мерсин.

Восточное побережье Средиземного моря

Восточное побережье, вытянутое в субмеридиональном направлении, входит в состав самой небольшой береговой области Средиземноморья, которая, однако, по своему геолого-тектоническому строению и условиям формирования берегов значительно отличается не только от Северного, но и от Южного Средиземноморья. Основным ее орографическим элементом являются Сирийско-Палестинские горы, имеющие



Современные кварталы Бейрута располагаются на плоском полуострове, ограниченном обрывистыми клифами. На переднем плане — абразионный останец

параллельную береговой линии ориентировку и объединяющие хребты Ансария, Ливан и Палестинские плато. Их западные предгорья в большинстве случаев имеют вид высоких плато, часто разбитых тектоническими разломами на ряд отдельных массивов. С выходами последних к морю связано образование некоторых небольших полуостровов. В районе города Хайфа такой выступ берега образован массивом г. Кармель, которая возвышается над приморской равниной на высоту 528 м. В целом та или иная степень близости к морю горных склонов определяет четкое деление всей береговой области на две половины: северную — возвышенную и южную — низменную.

Берега северной части области (от залива Искендерун до п-ова Хайфа) преимущественно обрывистые и скалистые. Клифы высотой от нескольких до 30 м выработаны главным образом в меловых или неогеновых известняках, а также в эоловых и морских четвертичных калькаренитах [*The encyclopedia of beaches*... 1982]. У основания клифов часто выработаны бенчи с очень неровной коррозионной поверхностью. Местами сохранились реликтовые бенчи на высотах 60—80 см над ур. м. Пляжи, как правило, песчаные, реже — галечные. В нижней части пляжей нередки корки бич-рока.

Серии морских террас прослеживаются вдоль всего Сирийского и Ливанского побережий на высотах от 2 до 140 м [*Грацианский*. 1971].

Небольшие прибрежные равнины развиты на севере и юге Сирии и южнее Сайды, однако нигде их ширина не превышает 3 км. Наибольшей ширины и протяженности они достигают вдоль южного побережья Ливана, которое благодаря хорошим пляжам и мягкому теплому климату считалось (до военных разрушений Израилем) «туристическим раем» Восточного Средиземноморья.

Берег в целом характеризуется отступанием, иногда быстрым (как у Акко), чему в немалой степени способствует изъятие пляжевого материала для строительства [*The encyclopedia of beaches*... 1982].

К побережью Ливана приурочен один из первых примеров масштабного вмешательства человека в природу береговой зоны [*Inman*. 1978]. В 332 г. до н. э. по распоряжению Александра Македонского за 6 месяцев была сооружена земляная дамба длиной до 1 км для облегчения вторжения его войск в островной город-крепость Тир (ныне ливанский город Сур). С помощью такого оригинального решения военной задачи город, как известно, был взят Александром и частично разрушен, а дамба постепенно перехватила вдольбереговой поток наносов, что вызвало активную аккумуляцию песчаного материала на этом участке. В результате Тир стал первым крупным искусственным томболо, который существует и по сей день. Это основная аккумулятивная форма рельефа на Ливанском побережье.

Берега южной части области в основном аккумулятивные выровненные. Горы здесь значительно отступают от береговой линии, и к морю подходит широкая низменная равнина, сложенная морскими неоген-плейстоценовыми отложениями и испытывающая медленное и длительное (вероятно, с плиоцена) тектоническое прогибание.

Основным берегоформирующим фактором являются волны с преимущественной высотой менее 2 м (81%), крупные волны (выс. 4—8 м) имеют повторяемость лишь 4%. Основные штормы приурочены к периоду ноябрь — май. Максимальная величина при-

ливов 0,5—0,6 м [*Bowman*. 1981]. Весьма существенны летние зыби, которые подходят к берегу почти под прямым углом.

В этих геологических и гидрологических условиях сформировался почти прямой, открытый аккумулятивный берег, окаймленный со стороны суши низкими древними и современными эоловыми грядами. Общее вдольбереговое перемещение наносов направлено с юга на север. Пляжи имеют ширину на юге области до 100—200 м, на севере — 30—70 м (местами отсутствуют вовсе) и сложены среднезернистым, хорошо отсортированным песком, в основном кварцевого (50—60%) состава. Песчаный материал поступает главным образом от устья и авандельты р. Нила, что доказывается минералогическим и гранулометрическим родством пляжевого материала этих районов. Большие запасы песка имеются и на подводном береговом склоне. Вся современная континентальная окраина Юго-Восточного Средиземноморья является результатом накопления нильских терригенных осадков, принесенных с раннего плиоцена действующими здесь контурными течениями, направленными против часовой стрелки [*Almagor, Hall*. 1981].

Обилие прибрежных запасов песка, малые уклоны подводного берегового склона способствуют формированию почти вдоль всего аккумулятивного берега двойной системы серповидных подводных валов [*Eitam et al.* 1978; *Goldsmith et al.* 1982]. Они очень четко представлены, например, севернее Атлита, где для них характерны относительная динамическая стабильность внешней ветви двойной системы, связь внутренних валов с пляжевыми фестонами, сезонная устойчивость валов и миграция в масштабе нескольких лет.

Изменения пляжа носят сезонный характер [*Bowman*. 1981 a]. Морфология пляжа, его ширина, бюджет песка также отличаются цикличными изменениями в течение года, но сильно различаются на разных участках, где большое значение имеют местные специфические условия. В целом ежегодно отмечается повсеместный размыв и отступание береговой линии (у Мааган-Михаель — в среднем на 23 м) в штормовой период и аккумуляция, выдвижение берега (в среднем примерно на 32 м) в период зыбей [*Eitam et al.* 1978]. В этом процессе важную роль играет ветер. С действием сильных, устойчивых восточных ветров могут быть связаны 2 дополнительных малых периода (октябрь—декабрь и апрель — май) наращивания берега, когда значительное количество песка выносится ветром с суши и вызывает аккумуляцию на подводной части пляжа. Эоловое поступление песка отмечается до глубин по крайней мере 6—7 м.

Во время сильных штормов волны местами достигают прибрежной гряды стабильных береговых дюн, сложенных плотными плейстоценовыми эолианитами. В окрестностях Аскалона (65 км южнее Тель-Авива) штормовые волны легко перехлестывают узкий (5—40 м) песчаный пляж и размывают береговой уступ, выработанный в древних эоловых накоплениях [*Marcus*. 1978]. Разрушению береговых склонов способствует дождевой сток (до 450 мм атмосферных осадков в период с октября по апрель). Эрозия усугубляется воздействием человека в процессе рекреационного использования побережья и за счет выпаса скота на береговых склонах.

Вмешательство человека в динамику береговой зоны имеет в этом районе давнюю историю, начало которой было положено в 10 г. до н. э. строительством каменного мола у порта Цезарея [*Inman*. 1978]. Мол был выдвинут от берега в море на 450 м и действовал как весьма эффективная ловушка для песчаных наносов, движущихся вдоль берега в северном направлении. В результате с южной стороны мола стала происходить интенсивная аккумуляция песчаного материала, часть которого под влиянием превалирующих здесь юго-западных ветров выносилась в сторону суши и перекрывала южную часть города. Одновременно с этими процессами с северной стороны портовой гавани, перегородившей поток наносов, развивалась абразия берега, которая частично разрушила сооруженный близ моря в 100 г. н. э. водопровод, снабжавший город питьевой водой. В последующие столетия водопровод неоднократно разрушался морем. Между VI и VII столетиями н. э. песок, очевидно, стал обходить гавань, что уменьшило абразию низового участка, но потребовало перекрытия нижнего акведука сводом для защиты его от заносимости песком. Таким образом, уже в начале нашей эры взаимодействие человека с природными береговыми процессами носило сложный характер.

Южное побережье Средиземного моря

На юге Средиземное море на большом протяжении омывает северный край огромной древней Африканской платформы, где к морю подходят невысокие денудационные равнины и плато. Непосредственно в узкой прибрежной полосе располагаются низкие морские, реже аллювиальные равнины, в том числе огромная многолопастная дельта р. Нил. Морской край платформенной суши имеет плавные очертания и осложнен лишь одним крупным п-овом Барка, который образован выступом известнякового плато Эль-Ахдар высотой до 876 м. Плато полого спускается в сторону континента, а к морю приближается (на севере) крутым уступом, расчлененным глубокими корытообразными сухими руслами уэдов*. Значительно выдвинутый к северу, п-ов Барка располагается на пути приносящих влагу циклонов и получает в 2—3 раза больше атмосферных осадков (500—600 мм/год), чем окружающие полупустынные районы Ливии.

На западе характер южного побережья Средиземного моря резко меняется. Здесь преобладает горный рельеф, обусловленный вытянутыми параллельно береговой линии цепями Атласских гор. Последние в прибрежной части моря представлены горными хребтами Эр-Рифа и Телль-Атласа. Это крайний юго-западный элемент альпийского пояса Средиземноморья. Наиболее высокий (свыше 2000 м) горный хр. Эр-Риф имеет сложное складчатое, местами надвиговое строение, обладает чертами рельефа альпийского типа и характеризуется крутыми скалистыми северными, преимущественно известняковыми, склонами и более пологими южными склонами, сложенными палеогеновым флишем. На востоке флишевая зона также выходит к побережью. Телль-Атлас представлен серией коротких хребтов, образующих три параллельные берегу цепи.

Приливные колебания уровня здесь очень малы и в среднем составляют 0,3 м. Лишь у восточных берегов Туниса наблюдается наибольшая для всего моря величина прилива: в порту Сфакс максимальный прилив 1,5 м, минимальный — 0,9 м. Высота волн обычно не превосходит 5 м и в среднем составляет 1,3 м с периодами 7—8 с. Однако в 1934 г. во время ураганного шторма на рейде города Алжир были отмечены волны высотой до 9 м (дл. 200 м), которые разрушили один из молов порта. Развитие волнения носит ярко выраженный сезонный характер с сильными зимними (ноябрь — конец марта) штормами и относительно спокойным летним (апрель — октябрь) периодом. Основное направление подхода волн к берегу — с северо-запада, на алжирско-марокканском побережье важны также ветры и волнения с запада. Такое направление волн обусловливает преобладание вдольберегового перемещения наносов к востоку. Однако возможны и противоположно направленные подвижки наносов, особенно весной и осенью, когда могут действовать ветры с северо-востока. Для некоторых участков побережья весьма существенны также (главным образом в жаркое время года) сухие южные и юго-восточные ветры (сирокко), с которыми связаны пыльные бури. Во время их прохождения с континента в море выносится много песка и пыли.

В связи с относительной однородностью физико-географических условий на большом протяжении южного побережья Средиземноморья морские берега не отличаются разнообразием. Тем не менее изучены они пока весьма слабо. Исключение составляют египетские берега, особенно участки, прилегающие к дельте величайшей реки мира — Нила.

Берега крайнего восточного сектора побережья находятся под непосредственным влиянием выносов р. Нил, которые определяли особенности осадконакопления в этом районе начиная с плиоцена [*Coleman et al.* 1981]. Аллювиальный материал постепенно заполнил широкий древний морской залив, существовавший между известняковыми плато на месте платформенного прогиба. Общая тенденция к выдвижению была характерна для дельты также на протяжении всего голоцена. В настоящее время огромная нильская дельта продолжает оставаться наиболее выдающимся элементом прибрежного рельефа. Она занимет площадь 12 500 км^2 и имеет в плане классическую дельтовую форму. Именно ее сходство с греческой буквой «дельта» (Δ) и послужило основой для присвоения, вслед за Геродотом, этого названия приустье-

[1] Уэды (вади) — местное название долин временных водотоков.

вым аллювиально-морским равнинам.

Морской край дельты сильно выровнен серией береговых баров, сформированных волнами путем переработки речных выносов. Бары отчленяют от моря несколько крупных мелководных лагун. По сопоставлению с расположенными западнее приморскими районами, где имеется серия древних литифицированных береговых валов (самый молодой относится к доримскому времени — возраст порядка 5—2,5 тыс. лет), хорошо коррелируемых с террасами Нила [*Shukri et al.* 1955], формирование песчаных баров-пересыпей в пределах дельты предположительно увязывается с послеримским временем [*Сабрути*. 1972]. Современная эволюция баров происходит при сложном сочетании процессов морской абразии и аккумуляции и процессов эоловой обработки и выноса песчаного материала в лагуну или обратно в море.

По археологическим данным установлено, что за последние 4—5 тыс. лет морской край дельты выдвинулся на разных участках на расстояние от 5 до 15 км [*Сабрути*. 1972]. Нарастание берега шло за счет песка и ила, выносимых главными речными рукавами — Розеттой и Дамьеттой. Объемы этого материала были велики (до 134 млн т/год), и это обусловило значительное выдвижение устьев рукавов в море.

Однако возросший разбор речной воды на орошение и строительство плотин как в самой дельте, так и за ее пределами (за период 1902—1912 гг. в 400—900 км выше Каира построены плотины Ассиутская, Эснегская и Асуанская) вызвали сокращение выносов Нила в море, что сначала замедлило рост приустьевых кос, а затем (с 20-х годов нашего столетия) привело к их размыву со всевозрастающей скоростью. В интервале времени 1914—1970 гг. приустьевые выступы Розетты и Дамьетты потеряли соответственно 1,7 и 1,8 км^2 площади [*Bird*. 1976]. Размывом были затронуты и межустьевые участки берега.

Размыв морского края дельты, начавшийся в целом, вероятно, еще в прошлом веке, значительно усилился после сооружения высотной Асуанской плотины в 1961—1964 гг. [*Orlova, Zenkovich*. 1974; *Coleman et al.* 1981, и др.], которая резко сократила твердый и жидкий сток реки в море. Если до 1964 г. количество взвешенных наносов, достигавших морского берега, превышало 111 млн т/год, то сейчас лишь небольшой объем воды и тонкого материала проходит через устье Розетты, а Дамьетта вообще лишилась стока, и ее устье замывается волнами. Это привело к почти повсеместному размыву дельтовых берегов, получавших питание наносами из речных рукавов в процессе вдольберегового траспорта осадков к востоку.

О восточном переносе песка свидетельствуют многие морфологические признаки (особенно строение аккумулятивных пересыпей). Об этом же говорит огромный объем аккумуляции песчаного материала с западной (наветренной) стороны главного оградительного мола в устье Суэцкого канала. Скорости нарастания берега здесь были столь велики (до 15 м/год), что первоначальной длины (2,8 км) мола вскоре оказалось недостаточно для ограждения канала от заносимости, и мол неоднократно на протяжении нашего столетия удлинялся, пока не достиг 8 км с выводом его головной части на глубину моря 11 м. Накопление материала здесь продолжается даже в условиях современного дефицита наносов.

Восточнее нильской дельты, сокращение речного выноса пока еще сказалось, по-видимому, не особенно сильно. Недостаток речного питания постепенно пополняется в потоках наносов, огибающих дельту, за счет берегового и донного размыва. Поэтому у границы с восточным побережьем Средиземного моря мощность вдольберегового потока наносов все еще составляет 0,3—0,5 млн м^3/год [*Goldsmith, Golik*. 1980].

Размыв берегов дельты Нила привел к неприятным последствиям для ряда курортных центров. Наиболее сильно пострадал от процессов размыва курорт Рас-Эль-Бар, располагающийся на западной, приустьевой косе рукава Дамьетта. Здесь во время зимних штормов 1964—1970 гг. в условиях дефицита наносов было уничтожено два ряда домов и началось разрушение третьей линии курортного поселка [*Зенкович*. 1970]. По данным повторных съемок (1913—1963 гг.), берег на этом участке отступал со скоростью 8 м/год, а после 1964 г. — 10—15 м/год [*Сабрути*. 1972]. Материал абразии частично перемещается к юго-западу, где в вогнутости берега пляжи находятся в стабильном состоянии, а местами берег даже нарастает со скоростью 6 м/год.

В несколько меньшей, но все же значительной степени от волнового размыва пострадали курорт Балтим (самая северная точка нильской дельты) и городок Эль-Бург, расположенный в устье пролива, соединяющего с морем лагуну Буруллус. Разрушению здесь подвергаются первые ряды домов, были подмыты и опрокинуты бесфундаментные волноотбойные стенки и уничтожен полностью пляж перед ними, а за пределами строений размываются песчаные береговые дюны.

Абразия берега вызвала также смещение, расширение и углубление проток, связывающих с морем крупные лагуны Идку, Буруллус и Манзала, где сосредоточены основные рыбные промыслы. Изменение параметров проток улучшает связь лагуны с морем и может привести в дальнейшем к осолонению их вод и снижению рыбных запасов. Это вызывает также повышение уровня лагун и увеличение угрозы нагонного затопления их низких южных берегов, которые в ряде мест рекультивированы (или подлежат этому) и используются под ценные сельскохозяйственные угодья [*Сабрути*. 1972]. Приведенные факты еще раз свидетельствуют о тонком и сложном механизме взаимодействия природных процессов в береговой зоне моря.

Берега обширной центральной части южного побережья Средиземного моря относятся к абразионному и абразионно-аккумулятивному типу, несмотря на общую равнинность побережья. На многих участках близ моря располагаются морские или аллювиально-морские плейстоценовые равнины с комплексом форм берегового рельефа. Последние очень четко представлены в районе Арабского залива (западнее дельты р. Нил), где в рельефе приморской равнины прослеживается серия спрямленных береговых валов в интервале высот от 3 до 110 м [*Shukri et al*. 1955]. Валы сложены литифицированными плотными оолитовыми или ракушечными песками, что и определило их хорошую морфологическую сохранность. Здесь насчитывается 9 параллельных последовательно развивавшихся гряд, из которых самая молодая имеет доримский возраст (5—2,5 тыс. лет), а самая древняя относится к раннесицилийскому времени (нижний плейстоцен). Высота этих древних форм берегового рельефа закономерно убывает к востоку, что, по-видимому, связано с продолжающимся прогибанием депрессии под дельтой Нила. Наличие серии береговых валов может свидетельствовать о проявлении с раннего плейстоцена унаследованности развития береговых форм и процессов в этом районе и о длительном постоянстве здесь природных условий [*Леонтьев*. 1960].

Три самых молодых вала участвуют в строении пересыпи, отделяющей от моря озеро-лагуну Марьют. Последняя наследует древнее лагунное понижение, располагавшееся за верхнеплейстоценовым валом. Прочно сцементированные оолитовые известняки, слагающие древние береговые формы, образуют ряд резких выступов как в пределах лагуны, так и на морском берегу (м. Абу-Кир), а остатки размытой части наиболее древнего вала известны в море в виде каменистых рифов Колоуден. Самый молодой вал — голоценовый высотой 3—5 м — развит только в районе Александрии. Он сильно размыт и выступает в западной части города в виде небольшого полуострова.

На поверхности этой вехнеплейстоцен-голоценовой пересыпи располагается второй по величине после Каира город и основной средиземноморский курорт Египта — Александрия. Узкие (8—12 м) пляжи Александрии за последние 40 лет (после сооружения набережной) медленно отступают со средней скоростью 0,2 м/год [*El-Wakeel et al*. 1980]. Лишь на отдельных участках отмечается аккумуляция наносов, особенно продолжительная у Анфуши (центральная часть 42-километрового отрезка александрийского берега), где скорости наращивания пляжа составили 1,25 м/год.

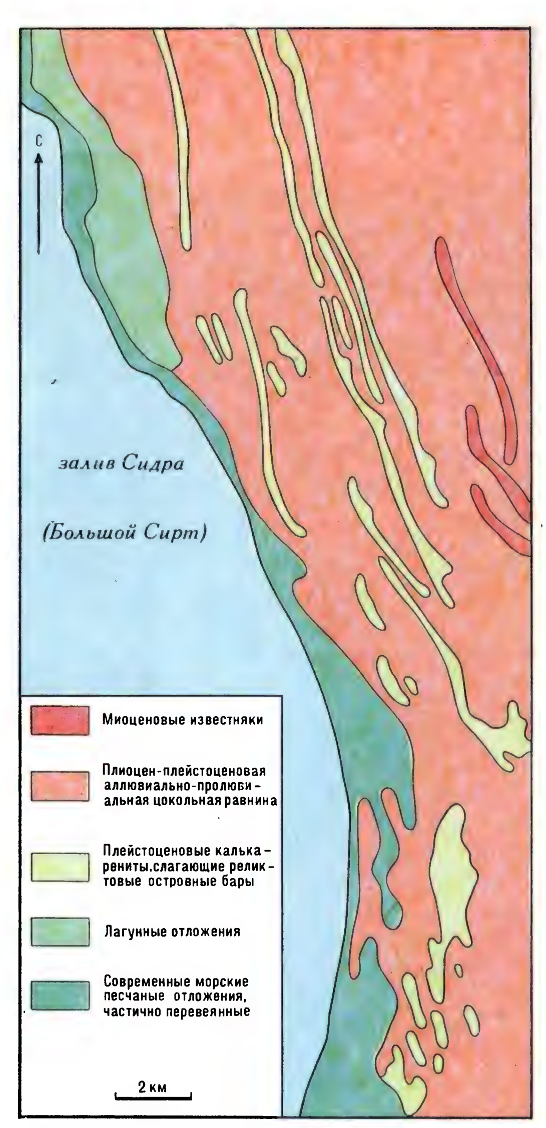
Средний из трех александрийских валов — так называемый Береговой бар — наиболее протяженный из всей серии реликтовых плейстоценовых береговых форм. Он протягивается вдоль берега моря от Александрии по крайней мере до египетско-ливийской границы, т. е. на расстояние более 500 км [*Shukri et al*. 1955]. Средняя высота его гребня около 10 м. Вал датируется позднемонастирским временем (средний плейстоцен). В генетическом отношении некоторыми исследователями он рассматривается как реликтовая гряда береговых дюн. С изгибами этой прочной формы рельефа, сложенной сцементированными песками, связано появление многих неболь-

ших выступов берега с низкими каменистыми клифами.

Аналогичное с побережьем Арабского залива строение имеет приморская равнина залива Сидра (Б. Сирт). Унаследованное развитие морских аккумулятивных форм здесь также прослеживается в течение по крайней мере всего плейстоцена [*Айбулатов, Никифоров.* 1982]. Плейстоценовые береговые формы — гряды высотой 4—11 м — четко выражены в рельефе прибрежной равнины восточного побережья залива, в полосе шириной около 16 км. Они протягиваются субпараллельно современной береговой линии на десятки километров и сложены калькаренитами. Морфологические особенности и состав осадков этих форм рельефа свидетельствуют о том, что они созданы в основном при поперечном перемещении наносов и в генетическом отношении являются барами, которые фиксировали положение уровня моря в разные стадии развития залива. Некоторое расширение, расщепление и изгиб их южных окончаний говорят о влиянии также вдольберегового транспорта наносов, действовавшего с их внешней стороны в направлении с севера на юг.

Древние бары, вероятно, отчленяли обширные лагуны, которые впоследствии были заполнены осадками и сейчас имеют вид плоских солончаковых понижений.

Плейстоценовые калькарениты того же состава слагают цоколь всей приморской равнины и верхней части подводного склона. На высотных отметках около 30—50 м они прислоняются к миоценовым известнякам. Геологическая карта содержит некоторые указания на присутствие в этом районе морских аккумулятивных форм также миоценового возраста. Возможно, процесс унаследованного развития баров имеет здесь еще более длительную, чем в Арабском заливе, историю. Сходное строение имеют и другие участки побережья залива. Древние лагунные понижения за реликтами плейстоценовых валов широко развиты на западном побережье залива, где их ширина достигает 10 км на юге и 50 км на севере. С материковой стороны они окаймлены миоценовыми известняками, а с морской — калькаренитами так называемой гаргарешской серии (средний плейстоцен), слагающими параллельные берегу валы.



Фрагмент схематической геолого-геоморфологической карты одного из участков восточного побережья залива Б. Сирт [*Айбулатов, Никифоров.* 1982]

Показательно, что современные береговые процессы носят тот же характер. На восточном побережье залива активно формируется песчаный береговой вал с серией мобильных береговых дюн (выс. 10 м) за ним. Их осадки аналогичны плейстоценовым образованиям и отличаются лишь отсутствием литификации. Морфологический облик вала и участие ракушечного детрита и оолитов в составе пляжевых отложений говорят о преимущественном поступлении наносов со дна залива, хотя влияние вдольберегового транспорта осадочного материала проявляется прежде всего в увеличении ширины современного аккумулятивного комплекса в сторону движения потока наносов: от нескольких сот метров у Бенгази

до 7 км на юге. За грядой дюн обычно протягиваются солончаковые лагунные понижения.

Современный береговой вал формируется также и вдоль южного побережья залива. Однако здесь он (выс. 2 м, шир. 15 м) прерывист, лучше выражен на пологих мысах и сложен неокатанными глыбами калькаренита. Пляжи, сложенные среднезернистыми ракушечными песками (шир. 20—75 м), развиты гораздо меньше и приурочены в основном к восточной части южного побережья залива. Обычно они сопровождаются генетически с ними связанными отдельными песчаными эоловыми холмами высотой до 15 м и шириной около 50 м, со слабым закреплением кустарником. За дюнами и береговым валом протягивается почти непрерывная полоса солончаковых лагун.

Абразия среднеплейстоценовых калькаренитов обусловливает появление низких, часто ступенчатых клифов высотой до 1,5 м, участие которых в строении южного берега залива Сидра заметно увеличивается в западном направлении.

Древние и современные лагуны с отделяющими их от моря барами-пересыпями широко представлены также в районе соседнего залива Габес.

Таким образом, почти для всего южного равнинного Средиземноморья в течение плейстоцена и голоцена были характерны процессы барообразования, унаследованно повторявшиеся в разные стадии развития морского бассейна. Они сопровождались процессами интенсивной литификации морских песчано-ракушечных осадков, что свидетельствует о сохранении (или повторении) полупустынных климатических условий в течение весьма длительного времени. Основным источником современных и древних береговых осадков являлись прибрежные участки морского дна, где на протяжении нескольких эпох формировались однотипные карбонатные, оолитовые и детритусово-ракушечные отложения.

Формирование морских баров особенно активно происходило в крупных, широко открытых заливах, постепенно сокращавших свою площадь. На севере п-ова Барка, где к морю обрываются крутые склоны известнякового плато, преобладали абразионные процессы.

Берега крайней западной части южного побережья Средиземного моря располагаются в зоне альпийской складчатости, где крутые горные склоны близко подступают к морю. Гористость побережья увеличивается с востока на запад, и в этом же направлении возрастает роль скалистых береговых обрывов. Однако уже на восточном побережье Туниса (севернее залива Габес) значение абразии в развитии берега достаточно велико. Характерно, что процесс современного размыва захватывает не только мысы, но и вогнутости берега. Так, у Салакты (севернее м. Рас-Кабудиа) море размывает полузатопленные голоценовой трансгрессией руины романского времени и подбирается к современным жилым постройкам. Наиболее значительный аккумулятивный участок располагается вдоль залива Хаммамет, где имеется даже небольшая лагуна с песчаной пересыпью, осложненной дюнами. В целом для восточного побережья Туниса особенно характерны низкие каменистые берега, площадки бенчей, невысокие клифы, подводные и надводные скалистые гряды.

Весьма показателен выступ берега у города Монастир, где морская цокольная платформа тирренского возраста (средний плейстоцен) была приподнята по региональному разлому примерно на 50 м [*Paskoff, Sanlaville*. 1981]. Разлом отсекает весь монастирский выступ от заболоченной низины Себкхи-оф-Сахлайн и на севере имеет вид уступа высотой 30 м, который к югу постепенно снижается и выполаживается. Вертикальный подъем морской террасы сопровождался горизонтальным смещением по разлому по крайней мере на 500 м. Терраса выработана в деформированных неогеновых глинах, песках, мергелях и мягких песчаниках и перекрыта маломощным (3—4 м) покровом морских среднеплейстоценовых осадков с богатой фауной моллюсков. С дополнительным поперечным разломом связаны деформация террасы, дробление ее на два уровня (выс. северного 30—31 м, южного — 15—20 м) и появление значительного наклона к юго-юго-востоку. Все это непосредственно сказывается на морфологии современных берегов: на востоке монастирского выступа развиты низкие каменистые берега, а к северной (возвышенной) части приурочены высокие активные клифы. Разрушение романской мозаики, расположенной

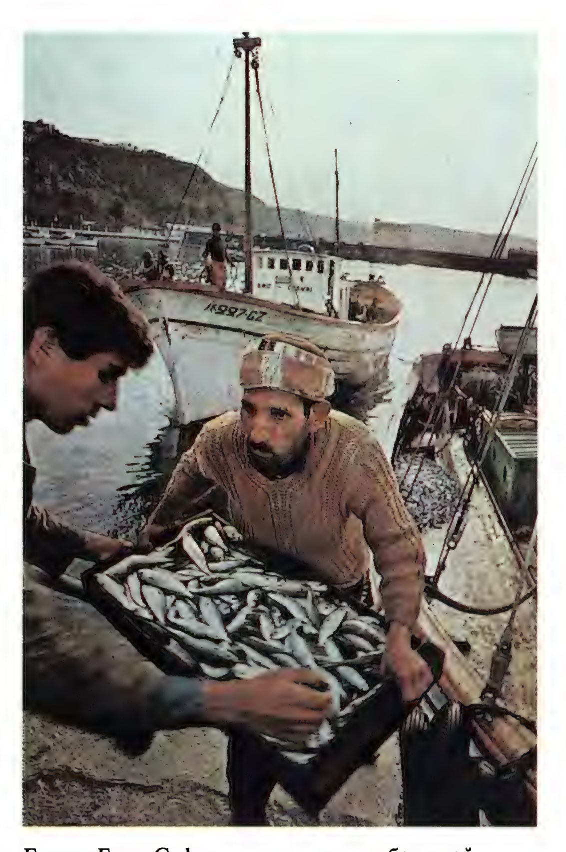
примерно на линии главного разлома, свидетельствует о продолжении тектонической активности и в наше время.

К среднеплейстоценовой морской террасе южнее города Монастир приурочен типичный береговой бар, вершина которого достигает 20 м над ур. м. Он сложен литифицированными биокластическими песками, перекрытыми песчаными эоловыми накоплениями. Такие древние (среднеплейстоценовые) формы рельефа морского происхождения чрезвычайно широко распространены на восточном побережье Туниса [*Oueslati et al.* 1982]. Почти непрерывной полосой они протягиваются субпараллельно современному берегу на высотах до 30 м в полосе Меллоулеч — Шебба — Махдия — Монастир, известны у Херглы и на п-ове Бон. Таким образом, процесс образования баров, столь характерный для центральной части Южного Средиземноморья, затронул и этот район, хотя, возможно, был более локализован во времени.

Северное побережье Туниса более возвышенное. Склоны гор нередко круто обрываются к морю, образуя скалистые берега с небольшими, но резко выступающими мысами. Наибольшее расчленение берег приобретает на северо-востоке Туниса, где к морю подходят торцовые части периферийных хребтов Атласских гор. Приустьевые участки тектонических долин заняты заливами, где активно протекают процессы морской и речной аккумуляции. В ряде мест эти процессы имеют длительную историю.

В районе самого большого — Тунисского залива эволюция аккумулятивного берега реконструирована на протяжении нескольких тысячелетий и в значительной степени увязывается с выносами основной реки этого побережья — Меджерды [*Thornton et al.* 1980]. Усиленное заселение этого побережья в романское время (начиная со 146 г. до н. э.) сопровождалось интенсивным сведением лесов в бассейне реки, что вызвало значительное повышение скоростей денудации и соответствующее увеличение твердого стока реки. Ее дельта начала активно выдвигаться в море, постепенно заполняя прилегающую бухту. Обилие песчано-илистого речного материала усилило вдольбереговой поток наносов, направленный под влиянием господствующих волнений с севера и северо-запада в

Город Алжир — столица одноименного государства — располагается на приморских склонах невысокой горной гряды и каскадами спускается к морю



Гавань Бени-Саф располагается в небольшой бухте с песчаным пляжем у ее вершины. Прибрежные воды Алжира богаты сардиной, анчоусами и тунцом, которые вылавливаются малыми рыболовецкими судами. На заднем плане видны крутые береговые уступы, весьма характерные для Алжирского побережья

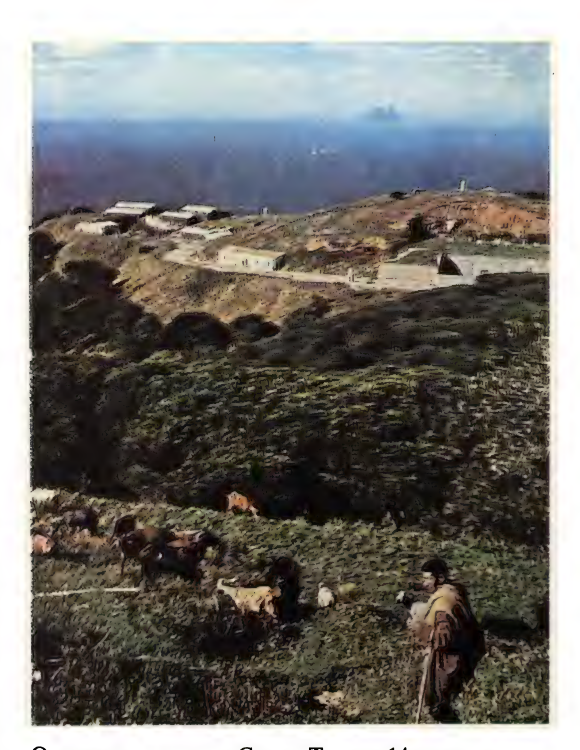
сторону древнего томболо Картаж. Это привело к выравниванию берега в окрестностях томболо путем образования его второй (северной) пересыпи, отчленившей от моря обширную лагуну. После выравнивания берега на этом участке поток наносов стал активно огибать томболо и поставлять осадочный материал для сооружения косы с его южной стороны. Коса формировалась в устье Тунисской бухты, постепенно отделяя ее от моря. К XIII столетию н. э. аккумулятивный барьер в устье бухты состоял из серии отдельных мелких островков. Окончательное отчленение бухты от моря и превращение ее в лагуну произошло к началу XVI в. С этого времени для прохода судов в озеро пересыпь неоднократно искусственно прерывалась; площадь озера постепенно сокращалась за счет мелиоративных мероприятий, так что сейчас значительная часть припортовой полосы города располагается на отвоеванных у лагуны территориях; лагуна поделена на две половины искусственным судоходным каналом.

Р. Меджерда продолжает наращивать и перестраивать свою дельту. Современный объем взвешенных выносов реки в половодье составляет 30 г/л, а в экстремальных случаях — до 100 г/л [*Paskoff.* 1981]. Основное развитие дельты реки происходит в южном направлении, что особенно выразилось в 1973 г., когда в результате сильного паводка устье реки переместилось к югу примерно на 10 км. Здесь быстро стал формироваться бар, причленившийся затем к берегу и отделивший небольшую лагуну, так что общая площадь вновь образованной в течение трех лет прибрежной территории составила примерно 35 га.

Однако вдали от речного устья аккумулятивные участки берега нередко испытывают современный размыв. Так, в вершине Тунисского залива (юго-восточнее Тунисского озера-лагуны) известно сокращение пляжа у селения Хамман-Лиф, где за несколько лет морем (особенно во время нагонов) был уничтожен приморский бульвар [*Paskoff.* 1983].

На большом протяжении алжирского побережья моря вдоль берега протягиваются складчатые хребты Телль-Атласа, сложенные мезозойскими и палеогеновыми песчаниками и известняками. Горные склоны нередко подходят к морю, образуя мысы с высокими (от десятков до сотни метров) каменистыми обрывами, окруженными подводными скалами и островками. В вершинах бухт берег обычно низкий, с песчаными или галечными пляжами, иногда с грядой береговых дюн, поросших лесом. Весьма динамичный комплекс дюн развит в пределах м. Фалькон (Оран), где за 20 лет эоловое поле увеличилось на 75%, а дюны продвинулись в глубь материка примерно на 150 м. В целом берег относится к абразионно-аккумулятивному типу.

Сходный характер имеет берег в пределах средиземноморского побережья Марокко. Вдоль моря здесь протягиваются крутые северные склоны высоких (более 2 тыс. м) гор Эр-Риф со многими чертами альпийского типа. Основные горные вершины обычно располагаются от моря на расстоянии 5—18 км, а их отроги нередко приближаются к берегу, образуя крутые, порой отвесные обрывы. Доля последних в строении берега



Окрестности города Сеута. Только 14 миль (около 25 км) отделяют Марокко от Испании. Вдали через Гибралтарский пролив виднеется гористый мыс у города Гибралтар

возрастает к западу — в сторону Гибралтарского пролива.

Приморские склоны гор расчленены ущельями рек, в устьевых участках которых обычно располагаются песчаные пляжи. Многие из них имеют значительную протяженность. Близ устья самой крупной реки этого побережья — Мулуи — пляж имеет длину до 12,5 км с восточной стороны реки и более 7 км с западной. Несколько юго-восточнее порта Мелилья располагается крупная лагуна Лак-де-Пуэрто-Нуэво (Мар-Чика) длиной около 27 км, отделенная от моря низкой песчаной пересыпью, покрытой дюнами. Лагуна соединяется с морем искусственным каналом, в котором скорости приливо-отливных течений могут достигать 6 узлов.

Раздел 7
АТЛАНТИЧЕСКИЕ БЕРЕГА АФРИКИ

Общие сведения о регионе

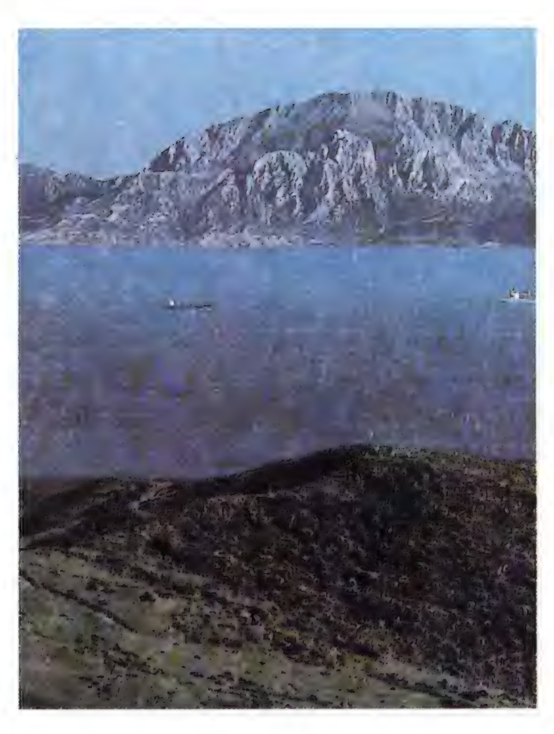
Огромное по протяженности (более 10 тыс. км) западное побережье Африки почти целиком располагается в пределах докембрийской Африканской платформы. Только на крайнем севере побережья возвышаются герцинско-альпийские складчатые сооружения Атласских гор, а на юге — невысокие (ок. 1500 м), сильно разрушенные эрозией складчатые герцинские структуры Капских гор. На всем остальном протяжении вдоль побережья протягиваются щиты и плиты древней платформы.

Общее тектоническое единство атлантического побережья Африки, широкое развитие древних пенепленов на кристаллических породах, спокойное залегание осадочного покрова обусловили сравнительную однотипность его рельефа: здесь преобладают денудационные равнины, плато и плоскогорья, крупными ступенями спускающиеся в сторону океана. Нередко они непосредственно подходят к береговой линии, но в ряде мест отделены от моря широкими приморскими низменностями. Последние обычно приурочены к периокеаническим прогибам, заполненным мощными толщами (иногда более 10 км) мезозойско-кайнозойских отложений и отделяющим древнюю платформу от океанических структур [*Хаин*. 1971]. Эти прогибы протягиваются прерывистой полосой разной ширины от Рио-де-Оро до Анголы.

Там, где прогибы выклиниваются, берег имеет спрямленные очертания. В целом береговая линия Западной Африки расчленена слабо. Здесь имеется лишь несколько широко открытых в сторону моря заливов, наибольшим из которых является Гвинейский залив.

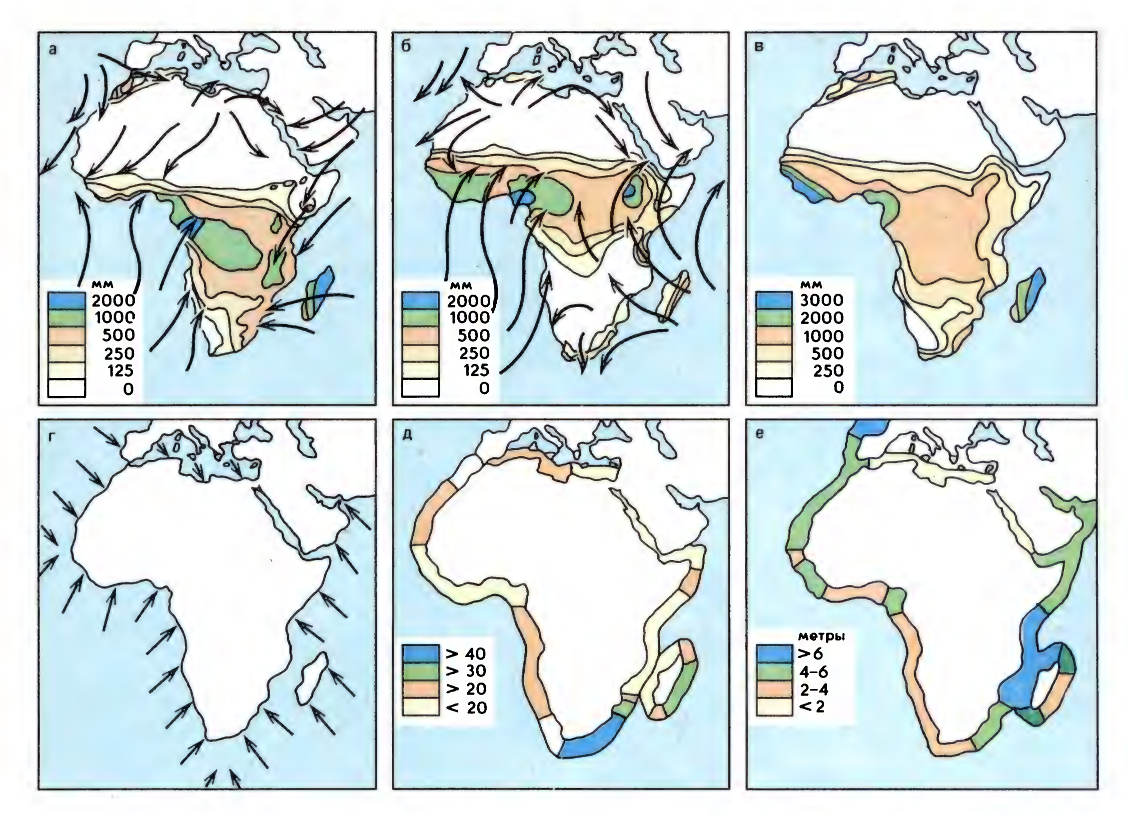
Субмеридиональная ориентировка этого побережья, расположение почти в равной степени по обе стороны от экватора, равнинность прибрежных территорий, не искажающих тем самым общих климатических закономерностей, обусловили очень четкое проявление широтной географической зональности.

Расположение большей части побережья между двумя тропиками обеспечивает значительные величины солнечной радиации и высокие температуры воздуха практически в течение всего года: средние примерно 23—25°, максимальные — до 39—48°. Температуры самого холодного месяца в обоих полушариях редко опускаются ниже 12—14°. Лишь на крайнем севере и крайнем юге побережья возможны более низкие температуры. Так, на м. Спартель (южный входной мыс Гибралтарского пролива) температура понижается до 1°, а в порту Касабланка — до 3°.



Один из Геркулесовых Столбов — марокканская гора Джабал-Муса, поднимающаяся над узким здесь Гибралтарским проливом, отделяющим оконечность Испании от Африки

Для побережья характерна пассатная циркуляция воздушных масс, которая, однако, в центральной части значительно осложняется сезонным влиянием системы экваториальных муссонов. Зимний муссон в обоих полушариях несет континентальный тропический воздух к экватору, летом в обратном направлении действует влажный муссон с океана, сопровождающийся обильным выпадением осадков, нередко сильными шквалами, смерчами и грозами. Только на побережье Гвинейского залива в течение всего года преобладают юго-западные ветры, которые обеспечивают обилие влаги в виде ливней. На наветренных



Некоторые природные условия формирования берегов Западной Африки [*The encyclopedia*... 1982]. а — атмосферные осадки (ноябрь — апрель) и направление поверхностных ветров (январь); б — атмосферные осадки (май — октябрь) и направление поверхностных ветров (июль); в — годовое количество атмосферных осадков; г — преобладающее направление зыби; д — средняя годовая повторяемость волн высотой более 1,5 м; е — средняя величина сизигийного прилива

склонах Северо-Гвинейского поднятия выпадает около 3000 мм/год атмосферных осадков, а на склонах влк. Камерун — до 10 000 мм (самое влажное место в Африке).

Менее благоприятны условия увлажнения в пределах тропических отрезков побережья: ветры приобретают здесь преимущественно вдольбереговое направление, пронося осадки мимо континента. Значительное иссушающее влияние на воздушные массы в этих районах оказывают проходящие здесь вдоль континента относительно холодные Канарское и особенно Бенгельское океанические течения, а также подъем холодных глубинных вод (апвеллинг) в процессе сгона продольными и континентальными ветрами прогретого поверхностного слоя океана. В результате побережье Намибии, например, получает осадков менее 50—100 мм/год, что обусловливает появление приморской пустыни Намиб.

Крайний север и крайний юг побережья, располагающиеся в пределах субтропических поясов, зимой (для каждого полушария) испытывают влияние западной циркуляции умеренных широт, развивающей циклоническую деятельность с частыми дождями и штормами.

В соответствии с особенностями экспозиции атлантического побережья Африки основное волноформирующее значение имеют здесь западные ветры, хотя с жаркими, сухими ветрами восточных направлений (главным образом с северо-восточным пассатом) может быть связано резкое изменение погоды и появление пыльных бурь, приносящих к побережью массу песка из центральноафриканских пустынь (особенно из Сахары). Для большей части побережья в течение всего года наиболее вероятным является ветровое волнение III—IV балла, повторяемость которого достигает 40%. В Гвинейском заливе преобладает слабое волнение — I—II балла (повторяемость до 60%). Штормовое волнение (более V баллов) приурочено в основном к крайним (северному и южному) отрезкам побережья, где его повторяемость в период прохождения циклонов может составлять 15—20%.

В тропических и экваториальных частях побережья штормовое волнение появляется довольно редко. Господствующую роль здесь играет зыбь, приходящая из штормовых зон океана, расположенных в пределах широт

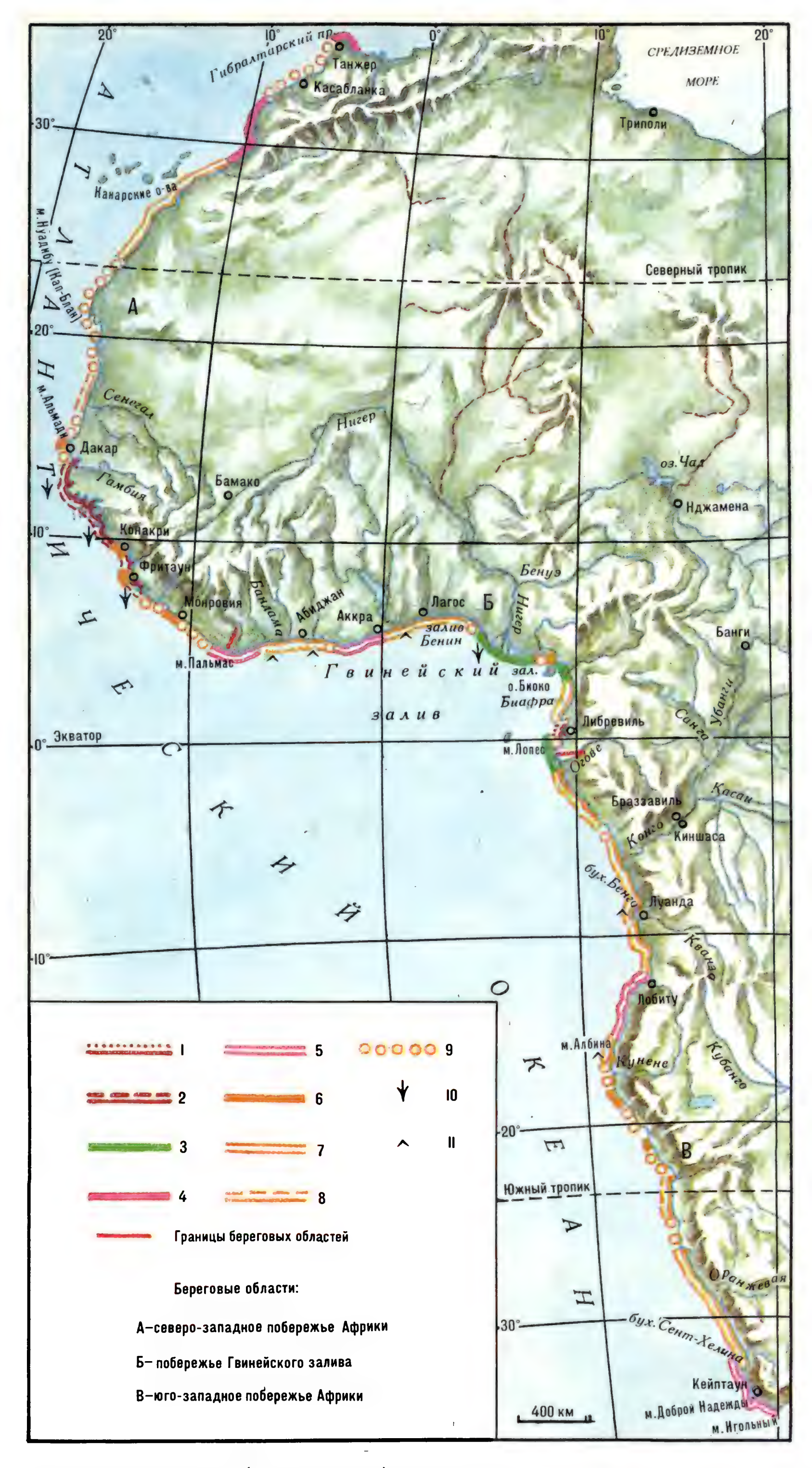
40—50° («ревущие сороковые»). За счет общего преобладания западной циркуляции воздушных масс волны зыби в южном полушарии, распространяющиеся из южной штормовой зоны, имеют преимущественное направление на северо-северо-восток, а в северном — на юго-юго-восток. Высота волн зыби обычно около 2 м, но может увеличиваться до 9 м и более, длина волн зыби примерно 150—200 м и более, скорость распространения волн может достигать 36 м/с. Зыбь часто усиливается дующими в сторону берега ветрами, которые, как правило, сильнее и чаще именно в период прохождения наиболее высоких зыбей: с декабря по март — севернее м. Зеленый (Кап-Вер) и с июня по сентябрь — южнее [The encyclopedia of beaches... 1982].

Зыбь нередко создает у берегов сильный прибой. У побережья Марокко мощный прибой (местное название «ра-де-маре») с высотой волны до 6 м наблюдается в течение 60—100 дней в году. С сильной зыбью связаны случаи повреждения судов и причальных линий в порту Касабланка. В Гвинейском заливе очень высокий прибой («калема») действует на протяжении всего года с увеличением интенсивности в период июль — сентябрь. Длина волны калемы достигает 350 м, а скорость — 23 м/с. Таким образом, мощная длиннопериодная зыбь почти постоянно обрушивается на западное побережье Африки и играет огромную роль в обеспечении поперечного перемещения наносов со дна к берегу [*Каплин и др.* 1971].

В связи с неблагоприятными природными условиями во многих внутриматериковых районах Западной Африки прибрежная концентрация ее населения выражена еще четче, чем на других континентах, хотя имеется и ряд почти незаселенных прибрежных территорий — например, в Намибии. По мере удаления от океанского берега плотность населения заметно падает, что особенно характерно для северного побережья Гвинейского залива. К приморским районам пространственно тяготеют основные плантационные хозяйства с их постоянным и сезонным контингентом рабочей силы, здесь же, на пути оживленных мировых торговых связей, возникли порты, многие из которых стали крупнейшими городами прибрежных государств и нередко — их столицами: в Нигерии — Лагос, в Либерии — Монровия, в Сенегале — Дакар, в Сьерра-Леоне — Фритаун, в Анголе — Луанда и др. Однако африканские порты пока не играют большой роли в мировой экономике [Экономическая география... 1979]. По некоторым сельскохозяйственным культурам (какао, арахис, кофе, бананы, ананасы) западноафриканские страны занимают заметное место в мировом экспорте. На долю этих стран приходится, например, почти $^{2}/_{3}$ мировой продукции какао, причем более $^{1}/_{4}$ мирового производства какао-бобов сосредоточено в Гане.

Дакар — столица и главный порт Сенегала — является самой западной точкой африканского континента. Искусственные молы ограждают прекрасную гавань от воздействия волн

Побережье чрезвычайно богато минеральными ресурсами. Это прежде всего нефть и природный газ на шельфе и в прибрежных районах ряда стран, особенно Нигерии, железные руды (Либерия, Сьерра-Леоне, Гвинея, Мавритания, Габон, Конго, Камерун); бокситы (Гвинея, Камерун, Сьерра-Леоне, Гана), фосфориты (Западная Сахара, Сенегал, Того), алмазы (Гана, Гвинея, Либерия, Сьерра-Леоне, Ангола, Намибия, ЮАР),



Типы берегов атлантического побережья Африки. **А. Берега, сформированные субаэральиыми и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 2 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно нод действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 3 — дельтовые. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** III. Выравнивающиеся берега: 4 — абразионно-бухтовые, 5 — абразионно-аккумулятивные бухтовые. IV. Выровненные берега: 6 — абразионные, 7 — абразионно-аккумулятивные, 8 — аккумулятивные — лагунные и лиманно-лагунные, 9 — аккумулятивные — пляжевые. 10 — Мангры. 11 — Современный размыв аккумулятивных форм

марганцевые руды (Гана, Габон), цветные и редкие металлы (Нигерия, Намибия, ЮАР). Имеются прибрежно-морские месторождения ильменита, рутила, циркона (Мавритания, Гамбия, Сенегал, Сьерра-Леоне).

Наиболее экономически развитым является побережье индустриально-аграрной ЮАР, которая производит около $^2/_5$ всей промышленной продукции Африки. Здесь имеется крупный универсальный порт и второй по значению промышленный центр ЮАР — город Кейптаун. Грузооборот Кейптауна —

10 млн т. Их других портов западноафриканского побережья выделяются: в Марокко — Касабланка (грузооборот свыше 18 млн т), в Либерии — Монровия (15 млн т), в Нигерии — Лагос (10 млн т), в Габоне — Порт-Жантиль (10 млн т), в Конго — Пуэнт-Нуар (7 млн т), в Кот-д'Ивуаре — Абиджан (7 млн т), в Сенегале — Дакар (6 млн т), в Гвинее — Конакри (4 млн т), в Того — Ломе (3 млн т), в Анголе — Лобиту (3 млн т) и Луанда (2 млн т) и др.

По некоторым особенностям формирования берегов и для удобства изложения все побережье подразделяется на 3 природные береговые области: северо-западное побережье Африки, побережье Гвинейского залива и юго-западное побережье Африки.

Северо-западное побережье Африки

Северо-западное африканское побережье характеризуется сравнительно высоким уровнем волновой энергии (особенно на участке от Гибралтарского пролива до м. Кантен), сильным воздействием северо-западной зыби, умеренными температурами воздуха за счет влияния относительно холодного Канарского течения и аридными и полуаридными условиями. Побережье преимущественно равнинное, полупустынное. Лишь на крайнем севере оно осложнено складчатой системой Атласских гор, крутые склоны которых лишь местами подступают к океану, образуя небольшие участки высокого обрывистого берега. Абразионный и абразионно-денудационный берег развит у северо-западной оконечности Африканского континента (м. Спартель), где к океану выходит горный хр. Эр-Риф, в окрестностях и южнее города Агадир, где береговые обрывы образованы крутыми склонами гор Высокого Атласа и Анти-Атласа. Береговая линия сечет хребты Атласских гор почти поперек: узким синклиналям соответствуют небольшие широко раскрытые заливы, а многочисленные крутые антиклинальные структуры выступают в океан в виде мысов (например, м. Рир в пределах Высокого Атласа). Отрезки горного побережья характеризуются наличием лестницы плиоцен-плейстоценовых морских террас, разделенных высокими (до 100—150 м) клифами [*Weisrock*. 1981]. Четыре основные террасы на приморских склонах Высокого Атласа располагаются на высоте от 30 до 20 м; в основном они абразионные (выработаны в мезозойских породах) или перекрыты маломощным слоем ракушечных известняков, литифицированных пляжевых или эоловых песков. На антиклиналях высота террас значительно возрастает и происходит расщепление их на несколько уровней. Это свидетельствует о продолжающейся активности тектонических структур. Рассчитанная по деформациям хорошо датированных террас, средняя скорость тектонических движений оказалась равной 13—20 мм/100 лет в плиоцене и раннем плейстоцене, 8 мм/100 лет после рубежа 250 тыс. лет назад и 2—4 мм/100 лет за последние 80 тыс. лет. Таким образом, наблюдается общее снижение тектонической активности района.

В пределах межгорных впадин располагаются низменные участки берега, самым протяженным из которых является отрезок между Танжером и Эс-Сувейрой. Здесь протягивается песчаный пляж, окаймленный серией современных, а местами и древних (плиоцен-плейстоценовых) дюн, сформированных из пляжевых песков сильными ветрами с моря. На ряде участков древние литифицированные дюны, часто «насаженные» на ракушечные береговые валы, образуют разбросанные у берега островки, сохранившиеся после частичного затопления эолового рельефа в ходе голоценовой трансгрессии океана.

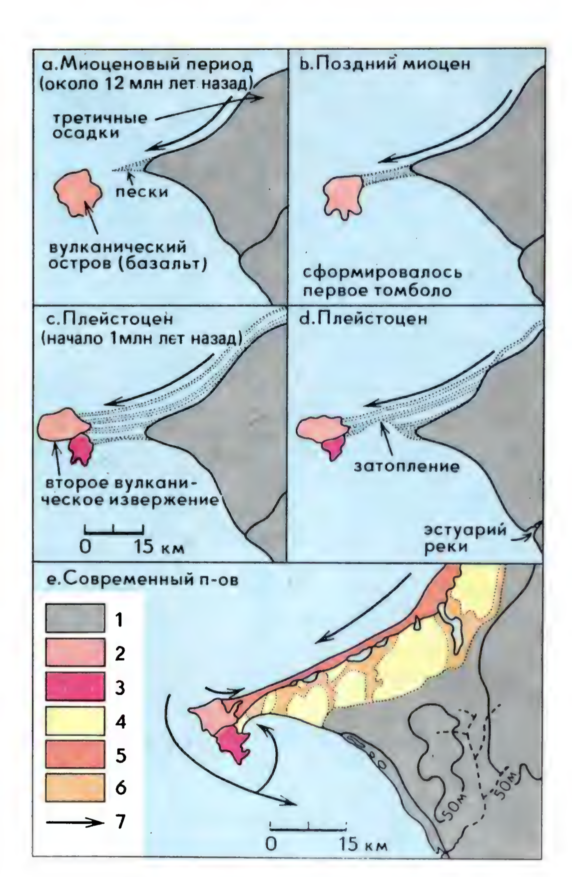
Южнее системы Атласских гор протягивается низменное побережье, располагающееся в пределах структурных бассейнов Тарфая и Сенегальского, заполненных мощной толщей меловых и кайнозойских отложений [The encyclopedia of beaches... 1982]. Прибрежная равнина постепенно расширяется к югу от 3—20 до нескольких сот километров. Здесь весьма ощутимо жаркое дыхание Сахары, которое все же значительно умеряется влажным и прохладным (близость Канарского течения) морским воздухом, фронт которого часто сопровождается туманами. Сухие ветры со стороны континента выносят в береговую зону большое количество песка и пыли. Красноватая сахарская пыль, оседая на поверхность океана, долгое время находится во взвешенном состоянии, что нередко придает прибрежным водам бурую окраску (например, близ м. Дра).

Почти на всем протяжении от м. Дра вплоть до р. Салум протягивается преимущественно аккумулятивный выровненный берег, хотя в северной половине этого берегового района (до бухты Рио-де-Оро или Вилья-Сиснерос) прибрежные денудационные плато местами подходят к океану, образуя крутые, часто террасированные обрывы. С выступами плато связаны многие мысы, ограниченные отвесными клифами высотой до 40 м. В основании клифов морским волнением иногда выработаны крупные гроты (волноприбойные ниши). Берег сопровождается дюнами, которые располагаются не только в прибрежной полосе, но и на высоких морских террасах.

Южнее бухты Рио-де-Оро преобладает аккумулятивный берег с широкими песчаными пляжами и обширным поясом древних и современных дюн, развивавшихся под воздействием господствующих северных и более редких, но сильных и жарких восточных ветров из Сахары. Мощные красные дюны Мавритании плиоцен-плейстоценового возраста, ориентированные с северо-востока на юго-запад, протягиваются на несколько сот километров в глубь суши. Южнее устья р. Сенегал прибрежная полоса дюн имеет высоту до 30 м. В окрестностях Зеленого мыса (Кап-Вер) верхнеплейстоценовые эолианиты встречаются также на подводном склоне до глубин по крайней мере 50 м [The encyclopedia of beaches... 1982]. Между грядами береговых дюн во многих местах развиты современные и реликтовые лагуны, заболоченные понижения и русла временных водотоков. Наиболее обширны современные лагуны к северу от устья р. Сенегал.

Устьевая часть р. Сенегал — крупнейшей реки Северо-Западной Африки (судоходна на расстоянии ок. 800 км от устья) — активно отклоняется вдольбереговыми течениями к югу, так что до впадения в море река 26 км течет параллельно берегу за низкой песчаной пересыпью шириной 350—400 м. Река прошла длительную историю неоднократных резких паводковых прорывов через пересыпь, последующего блокирования нового устья вдольбереговым потоком наносов и затем длительного отклонения реки в южном направлении растущей пересыпью.

Весь этот низменный, почти лишенный растительности песчаный берег прерывается

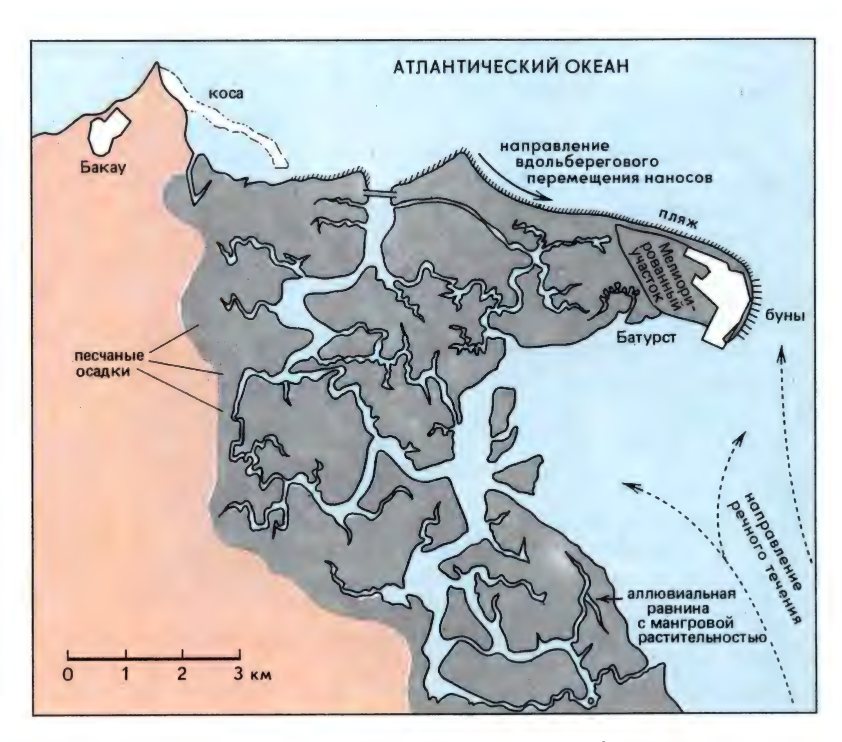


Предполагаемая схема развития томболо Зеленого Мыса, Западная Африка [Pritchard. 1979].
1 — третичные и частично четвертичные перевеянные песчаные образования,
2 — миоценовый вулканический массив, 3 — четвертичный вулканический массив,
4 — третичные и четвертичные береговые пески, 5 — современные береговые пески,
6 — марши, 7 — направления течений

лишь небольшими абразионными участками (например, вокруг м. Кап-Блан): низкие клифы обычно выработаны в горизонтально залегающих континентальных плиоцен-четвертичных осадках, выстилающих поверхность Сенегальского тектонического бассейна. Только на м. Зеленый обнажаются базальты миоценового и плейстоценового возрастов, а также верхнемеловые кайнозойские морские отложения в основном песчано-глинистого состава [*Хаин*. 1971]. Сам мыс является сложным томболо, начавшим развитие с миоцена.

На некоторых участках пляжевые пески этого побережья содержат промышленные концентрации ильменита и титаномагнетита (месторождение Руфиск — 9—13%) [*Dupon*. 1977].

Между устьем р. Солум (юг Сенегала) и о. Шербро (Сьерра-Леоне) берег преимуще-



Южная приустьевая часть реки Гамбия (Западная Африка) [*Pritchard*. 1979]. За морскими аккумулятивными формами (косы, бары) происходит активное накопление речных осадков с образованием обширных приливных осушек, колонизированных манграми

ственно низменный и чрезвычайно неровный. Этот отрезок побережья экспонирован навстречу юго-западным тропическим муссонам, приносящим влагу (до 2000—3000 мм/год). Основное количество атмосферных осадков выпадает за 5 месяцев летнего дождливого сезона (июль — октябрь) в виде ливней, вызывающих сильные паводки на реках, вследствие чего в береговую зону океана выносятся большие объемы тонких наносов.

Низкая прибрежная равнина образована комплексом разновысоких (3—7, 10—15, 20—25 и 40—60 м) плейстоценовых морских и аллювиально-морских террас и дочетвертичных денудационных равнин с мощными (до 80 м) корами выветривания [*Селиверстов*. 1977]. Характерно, что аналогичный геоморфологический облик имеет и поверхность прилегающего шельфа, где обнаружены многочисленные затопленные речные долины, дельты, барьерно-лагунные комплексы, клифы и береговые линии на отметках −90, −80, −55, −45, −35 и −25 м [The encyclopedia of beaches… 1982].

Прогибание по продольным тектоническим разломам узкой прибрежной полосы суши способствовало подтоплению устьев рек голоценовой морской трансгрессией с образованием заливов эстуарно-риасового типа. Эстуарно-риасовый залив в устье р. Гамбия имеет глубину до 79 м при ширине 1,5 км. По бортам залива (как и на других реках) наблюдается сложное сочетание морских и речных форм рельефа: преимущественное образование крючковидных кос в устье залива и заполнение тылового пространства за ними аллювием.

Обильные выносы тонких речных осадков приводят к интенсивному обмелению прибрежных участков дна и образованию обширных илистых приливных осушек. Последние служат основой для широкого расселения мангровой растительности, чрезвычайно характерной для этого района. Сплошная полоса мангров прерывается лишь небольшими отрезками абразионного берега на участках выхода прочных палеозойских пород (на юге побережья Гвинеи-Бисау и у м. Верга, где из воды поднимается неприступная стена берегового обрыва) и основных интрузий (п-ова у городов Конакри и Фритаун). Однако и здесь, на узких пляжах или осушках, имеются ограниченные поселения мангровой растительности.

По буровым материалам и спорово-пыльцевым данным известно, что мангры суще-

ствовали вдоль побережья почти непрерывно начиная с палеогена, причем область их развития простиралась дальше к юго-востоку более чем на 100 км.

От низменного и густо залесенного о. Шербро до скалистого м. Пальмас береговая линия практически совпадает с крупным глубинным разломом, который определяет генеральную ориентировку этого отрезка побережья и общую сравнительную выровненность его контура. Выравнивание берега усиливается волновым фактором, с которым связано образование в ряде мест лагунно-барьерных комплексов, спрямляющих очертания берега. Самый крупный такой комплекс располагается на севере района, где длинная песчаная пересыпь отчленяет от моря узкую лагуну, в которую впадает несколько небольших речек. За счет речного стока связь этой лагуны с морем постоянна и осуществляется через две весьма изменчивые протоки. Под влиянием вдольберегового перемещения наносов преимущественно с юго-востока на северо-запад многие устья рек отклоняются песчаными косами.

В целом берег района низменный аккумулятивный, окаймлен широкими песчаными пляжами. Лишь на отдельных участках, где непосредственно к океану подходят гранитогнейсовые докембрийские массивы отрогов кристаллической Северо-Гвинейской возвышенности, формируются небольшие мысы с невысокими (первый десяток метров) отвесными клифами, часто окруженные подводными каменистыми рифами или отдельными скалами. Такой характер имеет берег в районах м. Кейп-Маунт, м. Месурадо близ города Монровия и ряда небольших мысов на юге района — утес Куфуэр, мысы Кинг-Уилс, Кату, Сестерс, Рейнджер и Пальмас.

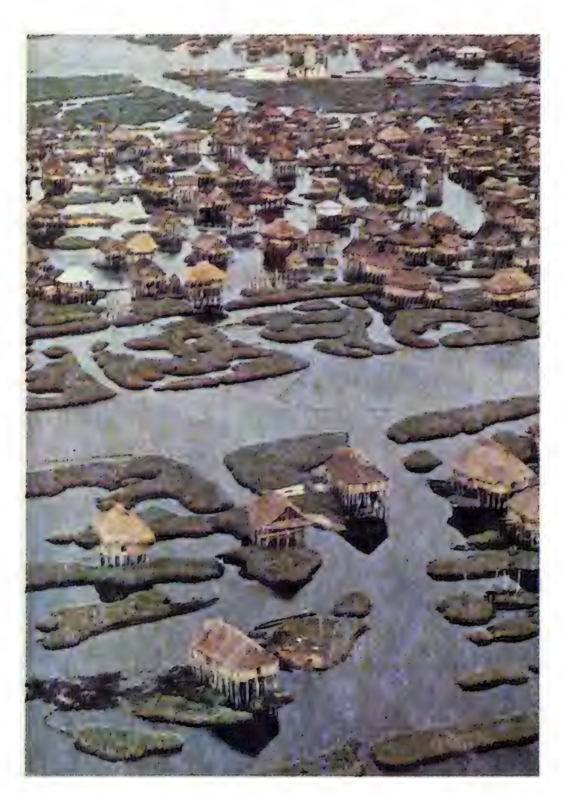
Прибрежная равнина обычно неширока (25—30 км), нередко ограничена со стороны суши крутыми уступами, покрыта густыми тропическими лесами и широко используется под плантации кокосовых пальм.

Берега Гвинейского залива

Морфология побережий Гвинейского залива определяется прежде всего наличием прибрежного пояса периокеанических опусканий, в состав которого входят седиментационные бассейны Берега Слоновой Кости, Нигерийский и Габона. Они заполнены мощной толщей меловых и кайнозойских отложений и обусловливают развитие широкой приморской равнины.

Самая небольшая (ширина наземной части не более 40 км) зона мезо-кайнозойских погружений приурочена к **побережью Кот-д'Ивуара и частично к побережью Ганы.** Крупным продольным разломом этот седиментационный бассейн разделен на две ступени с опущенной шельфовой половиной. В рельефе с разломом совпадает полоса лагун в окрестностях города Абиджан [*Хаин.* 1971]. Наибольшая из них — лагуна Эбрие — отделена от океана мощным песчаным баром. Между сохранившимися кое-где реликтами береговых валов, составляющих бар, располагаются небольшие, удлиненной формы и вытянутые вдоль берега океана озера-лагуны. В самом узком месте бар прорезан искусственным каналом Бриди для прохода судов к главному порту Кот-д'Ивуара — Абиджану, который располагается с материковой стороны лагуны Эбрие. Входные молы навигационного канала Бриди задерживают поступающие с запада наносы и способствуют локальному развитию процессов аккумуляции на общем фоне современного размыва песчаных берегов в центральной части всего этого отрезка побережья [*Bird.* 1976].

Песчаные бары этого побережья (как и соседнего побережья Ганы) сформировались за счет поступления наносов со дна под влиянием сильной юго-западной зыби, которая и сейчас оказывает заметное воздействие на берег, создавая почти непрерывный высокий прибой [*Le Bourdiec.* 1958]. Однако в современной динамике берегов большую роль играет также вдольбереговой транспорт наносов, который здесь направлен с запада на восток под влиянием постоянных юго-западных ветров и волнений. Восточнее м. Пальмас мощность потока наносов сравнительно невелика — 200 тыс. м^3/год у Сан-Педро [The encyclopedia of beaches... 1982]. Далее к востоку поток постепенно пополняется в пределах абразионно-аккумулятивного участка берега (м. Пальмас — город Фреско), где небольшие довольно стабильные пляжи чередуются с невысокими клифами, а реки выносят аллювиальный материал непосредственно в береговую зону. На участке Фреско — Порт-Буэ мощность потока наносов возрас-



Африканская Венеция — деревня Ганви с ее свайными постройками — располагается на зеленых маршевых островках в мелководной лагуне Южной Дагомеи

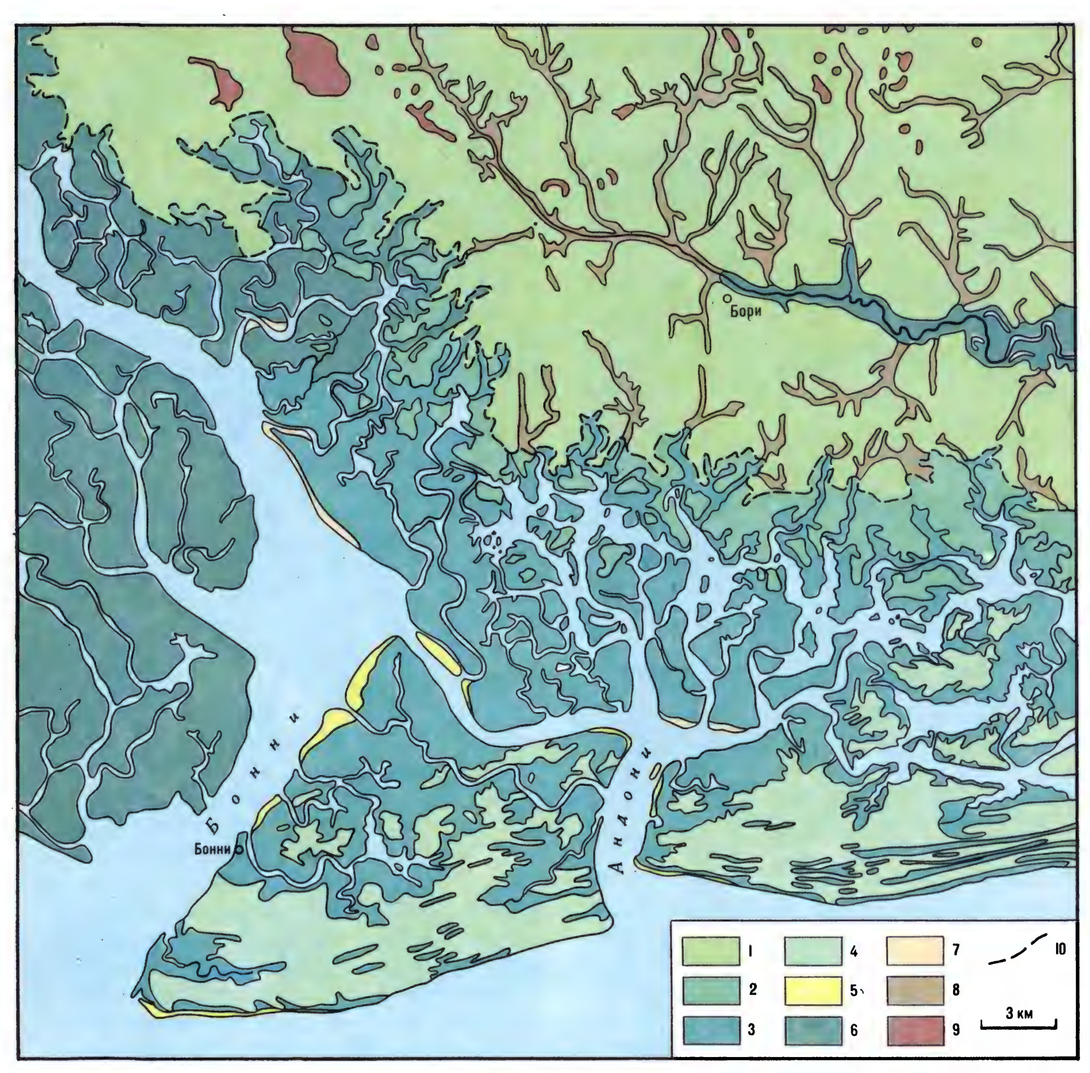
тает до 800 тыс. м³/год, однако пополнение его идет в основном за счет размыва аккумулятивных форм, поскольку речные выносы оседают в лагунах. Часть осадочного материала подается со дна Гвинейского залива. Почти половина (ок. 400 тыс. м³/год) проходящих транзитом на этом участке наносов перехватывается в окрестностях Порта-Буэ крупным подводным каньоном Тру-сан-Фон.

Оставшаяся часть потока наносов, «прорвавшаяся» мимо каньона далее на восток, способствует наращиванию берега в пределах лагунного комплекса восточнее города Гран-Басам [*Bird.* 1976]. По направлению к м. Три-Пойнтс поток наносов в значительной степени иссякает. Определенный дефицит материала, по-видимому, испытывает уже песчаный пляжевый берег Юго-Западной Ганы (участок между селениями Хаф-Асини и Аксим), для которого характерно медленное отступание.

На отрезке побережья от м. Три-Пойнтс до дельты р. Нигер развитие вдольберегового потока наносов происходит аналогичным образом: мощность его сравнительно невелика в начале (восточнее м. Три-Пойнтс) и значительно возрастает в пределах лагунного участка — от Аккры до Лагоса [The encyclopedia of beaches... 1982]. Западная часть этого района (от м. Три-Пойнтс, даже от Аксима, почти до Аккры), которая располагается между двумя седиментационными бассейнами — Берега Слоновой Кости и Нигерийским,— характеризуется абразионно-аккумулятивным типом берега. В динамике пляжей большую роль, по-видимому, играет поступление наносов с подводного берегового склона. Так, длительные эксперименты с мечеными песками, проведенные Делфтской гидравлической станцией в районе небольшой лагуны Кора близ Аккры, показали, что песчаная пересыпь, отделяющая лагуну, наращивается за счет подачи материала со дна [*Каплин и др.* 1979].

Восточнее Аккры (точнее, от селения Прампрал) протягивается лагунно-барьерный берег, который прослеживается почти до дельты Нигера. Современные бары сложены серией параллельных береговых валов, которые также весьма характерны для прилегающей голоценовой равнины в интервале высот от 5 до 13 м [*Jeje.* 1984]. Морфология реликтовых береговых валов (параллельность, свободные окончания, отсутствие связи с выступами берега и даже с устьями рек) свидетельствует, что весь барьерный комплекс формировался при подаче волнами песчаного материала со дна океана к берегу.

Песчаные бары отделяют от моря мелководные лагуны, нередко сильно заполненные осадками. Современный бар лагуны Сонго (западнее устья р. Вольта) имеет высоту 3,7—4,6 м и постепенно надвигается на лагуну, о чем свидетельствуют выходы лагунных глинистых осадков в тыловой части пляжа, в которых выработан низкий уступ размыва. Размыву подвергаются многие другие участки аккумулятивного берега, что хорошо видно на примере побережья Ганы. Сравнение положений береговой линии Ганы за период 1945—1973 гг. показало, что активное нарастание берега в основном ограничено участками «входящих углов» у гидротехнических сооружений (например, у Такоради) или у выступающих каменистых мысов (близ Апама), преграждающих вдольбереговой поток наносов [*Bird.* 1976]. Аналогичное явление отмечается с западной стороны мола (построен в 1900 г.) порта Лагос с одновременным низовым размывом песчаного берега к востоку от него. Для сокращения этого раз-



Геоморфологическая схема Юго-Восточной Нигерии [*Jeje*. 1978]. 1 — высокая (около 15 м) морская терраса, 2 — низкая (5—8 м) морская терраса, 3 — приливные осушки с желобами стока приливных вод, 4 — комплекс песчаных береговых валов и ложбин, 5 — песчаные отмели, 6 — заболоченная пойма рек, 7 — прирусловые валы, 8 — долины мелких водотоков, 9 — депрессии (структурные и искусственные) на поверхности высокой террасы, 10 — древняя береговая линия

мыва ежегодно на восточный пляж Виктория перебрасывается искусственным путем до 1 млн т песчаного материала [*Grove*. 1967]. Небольшие участки аккумуляции приурочены также к устью р. Вольта и к дистальным оконечностям некоторых кос.

Дельта р. Нигер относится к числу величайших аллювиально-морских образований мира и занимает площадь 28 827 км^2, из которых выше уровня моря располагается 19 135 км^2 [The encyclopedia of beaches… 1982]. Начало формирования дельты относится к эоцену, когда между выступами денудационных плато здесь существовал залив с вершиной у города Онитши. За прошедшие свыше 40 млн лет дельта выдвинулась более чем на 250 км.

Современный твердый сток реки достигает 18×10^6 м^3 и распределяется по 11 основным радиально расходящимся речным рукавам. Преобладающее юго-западное волнение, которое подходит к дельтовому выступу почти по нормали, разносит речной материал, поступающий в береговую зону, в разные стороны от дельты. Часть их следует к северо-западу и восточнее Лагоса встречает основной противоположно направленный береговой поток наносов северного побережья Гвинейского залива. Другая часть выносов Нигера направляется к востоку и питает прилегающие участки берега. До 1 млн м^3 осадочного материала с каждой стороны дельты теряется в подводных каньонах.

Морской край дельтовой равнины имеет дугообразные очертания и значительно

выровнен цепочкой низких (выс. до 5 м) песчаных баров, сформировавшихся за счет переработки волнами аллювиальных осадков. Бары состоят из серии береговых валов (шир. от нескольких до 100 м), разделенных узкими межваловыми ложбинами. В окрестностях порта Бонни (юго-восток дельты), в полосе в 1 км, насчитывается до 18 валов и ложбин [*Jeje*. 1978].

За песчаными барами и в устьевых участках рек формируются широкие илистые приливные осушки (при отливе возвышаются над водой на 1 м), рассеченные многочисленными желобами стока приливных вод и заселенные мангровыми деревьями (Rhizophora) высотой до 3 м.

В пределах приморской равнины по восточной периферии дельты р. Нигер прослеживаются [*Jeje*. 1978] две низкие морские террасы. Одна из них имеет абсолютную высоту примерно 15 м, полого наклонена в сторону моря, сложена слабо уплотненными железистыми песками, сильно расчленена водотоками, осложнена структурными депрессиями. Со стороны моря к террасе примыкает более низкая и узкая террасовая ступень с четкой береговой линией на высоте 5—8 м над ур. м.

Далее к востоку до окрестностей г. Камерун берег окаймлен узким песчаным пляжем, за которым простирается низкая болотистая равнина.

Нигерийский прогиб протягивается также в пределы Камеруна, но эта его часть отделена крупным тектоническим разломом, к которому приурочены выходы молодых вулканических образований («линия Камеруна»), представленных вулканическим о. Биоко (Фернандо-По) и огромным стратовулканом Камерун [*Хаин*. 1971]. Они окружены преимущественно абразионными берегами. У подножия Камеруна в базальтовых лавах выработаны абразионные мысы, разделенные мелкими бухточками, в которых пляжи сложены черными песками. К камерунской части прогиба приурочена болотистая дельта р. Санага, активно выдвигающаяся в Гвинейский залив.

К крайней юго-восточной части побережья Гвинейского залива приурочена еще одна зона интенсивных мезо-кайнозойских (конец юры—плиоцен) прогибаний, приведших к накоплению многокилометровой толщи лагунно-континентальных, морских и дельтовых осадков,— бассейн Габона. В рельефе ему соответствует низменная прибрежная равнина шириной до 200 км, почти нигде не возвышающаяся более чем на 50 м [*Мелехов*. 1977]. С самой глубокой частью прогиба совпадает дельтовый выступ р. Огове, заканчивающийся крупным дельтовым о. Мандьи. Дельта значительно выдвинута к краю шельфа, что способствует усилению воздействия волн на ее морской край. Выдвижение дельты продолжается и в настоящее время [*Bird*. 1976].

Севернее дельты Огове протягивается выровненный песчаный берег с широкими пляжами, вплоть до глубоких эстуариев Комо и Монда. Они разделены холмистым, густо залесенным полуостровом с абрадируемыми мысами. Внутри эстуариев преобладают низменные песчаные берега. Разработка пляжевых песков для строительных целей в районе столицы и крупнейшего порта Габона — Либревиля, расположенного на северном берегу эстуария Комо, привела здесь к развитию абразии берега [*Bird*. 1976].

Юго-западное побережье Африки

Юго-западное побережье Африки наиболее гористое. На самом юге непосредственно к Атлантическому океану подходят герцинские хребты Капских гор, сложенных нижнепалеозойскими песчаниками и кварцитами. В пределах остальной части побережья почти непрерывной полосой протягиваются выступы докембрийского кристаллического фундамента платформы (щиты), сильно осложненные тектоническими разломами, что нередко сказывается в ориентировке и очертаниях берега.

Массивы, плато и плоскогорья круто обрываются к узкой (50—100 км) приатлантической низменности, возвышаясь над ней крутыми ступенчатыми уступами. Приморские равнины и низменности приурочены, как правило, к серии краевых прогибов, полоса которых, постепенно сужаясь к югу, протягивается от р. Огове до южной границы Анголы и частично выходит на сушу южнее — в районе Богенфельса [*Хаин*. 1971]. К этим осадочным бассейнам с глубиной погружения кристаллического фундамента до 3—8 км приурочены устья основных рек побережья, в том числе одной из крупнейших рек мира — Конго.

За исключением крайнего севера (побережье Габона) и крайнего юга, вся остальная часть юго-западного побережья Африки получает сравнительно мало атмосферных осадков. При этом сухость климата возрастает в направлении с севера на юг. В соответствии с этим приморская равнина в северной половине занята влажными саваннами, между устьем Конго и Луандой — сухими саваннами, а южнее — опустыненными саваннами и даже пустынями (в Намибии).

Север побережья (от дельты р. Огове до бухты Лоанго) принадлежит крупному тектоническому бассейну Габон и его южной периферии. К этому району приурочено несколько обширных современных и реликтовых барьерно-лагунных комплексов. Хорошо прослеживается современная генерация баров (особенно в устьях приливных проток), на динамику которой сильно влияет вдольбереговой транспорт наносов с юга. Этот поток наносов зарождается, вероятно, у абразионных участков берега севернее устья р. Конго.

Бары отделяют от океана мелководные лагуны-озера с болотистыми берегами — Мбанио, Ндого, Нгове, Нкоми. Последние слабо сообщаются с океаном и неглубокими протоками. Большинство рек впадает в лагуны, а устья тех из них, которые достигают океана, отклоняются вдольбереговыми течениями к северу и некоторое время текут параллельно берегу за узкой песчаной косой (например, р. Ньянга).

В целом берег этого района выровненный аккумулятивный. Со стороны океана берег сопровождается системой подводных песчаных валов.

Между бухтами Лоанго и Тигровая к побережью Конго и Анголы приурочены два крупных периокеанических прогиба — бассейны Нижнего Конго (Кабинда) и Кванза (Луанда) с их мощной (3—4 км) толщей мезокайнозойских осадков и многочисленными соляными куполами [*Хаин*. 1971]. К этим осадочным бассейнам приурочены устьевые участки одноименных рек. Великая африканская р. Конго образует крупный эстуарий с вершиной у города Бома. Глубины в эстуарии быстро нарастают и на выходе реки в океан достигают 400 м. Основная часть речных выносов попадает в мощный подводный каньон, продолжающий долину реки до глубин порядка 2000 м. Влияние речных осадков сказывается главным образом близ бортов эстуария, где они аккумулируются на широких приливных осушках, поросших мангровой растительностью. Выносы р. Кванзы имеют, вероятно, несколько большее влияние на динамику соседних участков берега.

За счет общей узости зоны погружений приморская низменная равнина Ангольского побережья относительно неширока, и высокие плато и плоскогорья нередко непосредственно подходят к океану, образуя эффектные клифы высотой до 100—150 м [The encyclopedia of beaches... 1982]. В целом берег имеет абразионно-аккумулятивный характер.

Узость полосы периокеанических прогибаний не способствовала развитию вдоль этого отрезка побережья мощных барьерных комплексов, столь характерных для более северных районов западноафриканской окраины. Но здесь весьма заметным элементом береговой зоны являются одиночные аккумулятивные формы, которые относятся (по морфологическому облику и конфигурации слагающих их береговых валов) изучавшими их исследователями [*Guilcher et al.* 1974; *Леонтьев, Белодеденко*. 1978] к косам («рестингас»), свидетельствующим о существовании вдольбереговых потоков наносов на открытом океанском побережье Юго-Западной Африки. Все косы имеют характерную для образований этого типа форму, ориентированы с юга на север и вытянуты почти параллельно берегу. Корневые участки кос либо связаны с устьями рек (Конго, Кванза, Лонга, Кунене), либо приурочены к пологим выступам берега (косы Палмеириньяш и Луанда, Лобиту, Понта-Сан-Жосе, Понта-Брава, Понта-да-Энфайо, Тигровая). Длина кос варьирует от 2—3 до 37 км (коса Тигровая), ширина не превышает первых километров и даже сотен метров. Косы сложены преимущественно кварцевым, хорошо отсортированным песком с очень небольшой примесью карбонатного материала (на косе Тигровой не более 1—3%).

Образование кос увязывается с мощным воздействием на побережье океанской зыби, обладающей огромным энергетическим запасом и подходящей к берегу под косым углом с юго-запада, что возбуждает в береговой зоне поток наносов к северу. Последнее обсто-

ятельство оспаривается некоторыми исследователями [*Каплин и др.* 1971, 1979], которые считают, что мощные длиннопериодные волны зыби, для которых океанское побережье является отмелым, испытывают в береговой зоне трансформацию и полную рефракцию, в результате чего эти волны подходят к урезу по нормали и поэтому не могут инициировать вдольбереговой поток наносов. С активным воздействием зыби связано преобладание поперечного по отношению к береговой линии перемещения обломочного материала (т. е. со дна к урезу), а вдольбереговой перенос осадков имеет второстепенное значение.

Отстаивая донное питание наносами, вторая группа исследователей рассматривает береговые аккумулятивные формы как сложные полигенетические образования. В своей основе это причленившиеся к берегу островные бары, модифицированные за счет переработки и перераспределения поступившего со дна материала короткопериодными волнами, возбуждаемыми местными ветрами. Волны не подвержены рефракции и подходят к урезу под косым углом, способствуя появлению вдольберегового перемещения наносов, которое постепенно изменяет очертания аккумулятивных форм.

Такая интерпретация генезиса морских аккумулятивных образований побережья Анголы (и Намибии) основывается не только на анализе гидродинамических особенностей, но также и на учете значительных размеров этих форм, ибо в полуаридных условиях слабого выноса в береговую зону речного материала трудно найти на берегу достаточный источник питания наносами. Так, длина косы Палмеириньяш 34 км при ширине в корневой части до 1,5 км. Длина соседней косы Луанда — 11 км. Столь значительные аккумулятивные образования вмещают в себя огромные объемы песка. Источником этого материала, по мнению сторонников вдольберегового питания, является небольшой (дл. 18 км) абразионный участок южнее этих форм, где песчаный пляж примыкает к отмершему или отмирающему клифу (выс. 50—80 м), выработанному в песчано-глинистых отложениях подступающего к океану плиоценового плато [*Guilcher et al.* 1974]. Наличие глинистой части в разрезе размываемых отложений значительно уменьшает количество получаемого пляжеобразующего материала (тонкие наносы, отмываемые волнами, выносятся на глубину и не участвуют во вдольбереговом перемещении), а оставшейся песчаной части вряд ли достаточно для образования крупных аккумулятивных форм [*Каплин и др.* 1979]. Отнесение же клифа к разряду отмерших или отмирающих означает его малую активность в настоящее время, что не увязывается с продолжающимся процессом интенсивного нарастания прикорневой части косы.

Типичная для бара ориентировка серии береговых валов, слагающих косу Палмеириньяш в целом параллельно береговой линии, также может свидетельствовать в пользу поперечного поступления наносов. Параллельность валов отмечается и в пределах небольшого аккумулятивного о. Сан-Жоайо-да-Касанга, расположенного в мелководной лагуне за косой, который рассматривается сторонниками вдольберегового питания береговых форм как реликт размытой прикорневой части косы Луанда — предшественницы аналогичной формы Палмеириньяш, а противниками — как реликт древней стадии островного бара Палмеириньяш.

Столь же дискуссионен вопрос о происхождении косы Тигровой — самого крупного аккумулятивного образования этого побережья. Ее форма и конфигурация береговых валов в ее пределах могут свидетельствовать о вдольбереговом перемещении материала, хотя наличие здесь дюн означает вероятность происшедшего изменения первоначальных очертаний валов под влиянием эолового перераспределения песка.

При всей обоснованности доводов второй группы исследователей [*Каплин и др.* 1971, 1979] к вопросу о происхождении аккумулятивных форм побережья Анголы нужно подходить дифференцированно, на чем и настаивают вышеуказанные авторы.

Большинство аккумулятивных форм побережья являются, по всей вероятности, реликтовыми образованиями и в настоящее время деградируют. Известен интенсивный размыв с внешней стороны косы Луанда, на которой располагается столица Анголы. Для защиты приморской части города от воздействия волн здесь построена система бун, несколько сдерживающих разрушение берега. Был подвержен размыву и весь внешний край косы Лобиту, который в настоящее время также закре-

плен бунами. Дефицит наносов на этом участке увязывается [*Guilcher et al.* 1974] с сокращением стока соседней р. Катумбелы после сооружения на ней плотины, что, вероятно, усилило действие абразии при подъеме уровня моря. Размывается также внешний край косы Понта-Брава и особенно косы Тигровой. Последняя в марте 1962 г. была прорвана в своей корневой части и в настоящее время отчленена от берега.

Современные процессы аккумуляции приурочены в основном к аккумулятивным формам в устьях рек и к дистальным окончаниям некоторых крупных «кос», а также к корневой части косы Палмеириньяш.

К побережью Намибии приурочена своеобразная приморская пустыня, обусловленная пассатной инверсией над холодным Бенгельским течением и развитием мощного апвеллинга. С удалением от берега к востоку аридные условия ослабляются и сменяются гумидными, что имеет большое значение для обеспечения полноводности наиболее крупных рек побережья — Кунене, Оранжевой и некоторых других, которые берут начало на высоких, хорошо увлажненных плоскогорьях Внутренней Африки. Мелкие речки, как правило, эфемерны и часто не достигают океана, теряясь в прибрежных песках.

Намибская пустыня начинается южнее р. Оранжевой и протягивается к северу на расстояние свыше 1500 км вплоть до р. Кунене, хотя аридные условия господствуют и севернее этой реки, а дюнные формы прослеживаются с некоторыми перерывами почти до Мосамедиша.

По своему морфологическому облику пустыня неоднородна и подразделяется на три части [*Kayser.* 1973]. На юге, где атмосферных осадков выпадает 50—100 мм/год и более, часты туманы, преобладает каменистая пустыня с отдельными песчаными массивами. Севернее бухты Людериц развиты щебнистые пустыни типа хамад и обширные поля плейстоценовых грядовых песков и барханов, которые протягиваются в глубь суши на 30—130 км, часто перекрывая лестницу четвертичных морских террас [The encyclopedia of beaches... 1982]. Между Людерицем и р. Куизеб располагается «намибское песчаное море»— основная область эолового рельефа шириной до 40 км [*Lankaster.* 1981]. В прибрежной части она состоит из активных дюн, поперечных к господствующим юго-западным ветрам, а далее в сторону суши появляются массивные линейные дюнные цепи почти меридиональной ориентировки с высотой до 150 м.

Севернее р. Куизеб за длинными спрямленными пляжами полого поднимается береговая платформа шириной 20—40 км (местами больше), выработанная в коренных породах (гнейсах, отдельных гранитных интрузиях, базальтах) и осложненная реликтовыми морскими формами (в интервале высот от −55 до +90 м), многие из которых содержат алмазоносные осадки [The encyclopedia of beaches... 1982]. Эоловые массивы, продолжающие главное «намибское песчаное море», протягиваются здесь параллельно берегу моря отдельными узкими сегментами, которые ограничены местными естественными препятствиями (в основном наиболее многоводными речками). Один из таких сегментов начинается в окрестностях м. Полгрейв [*Lankaster.* 1982]. Отсюда эоловый пояс (шир. от 6 до 20 км) протягивается на 165 км севернее. Его приморская часть располагается примерно в 2—5 км от берега океана и имеет вид песчаной гряды высотой 20—80 м. Севернее м. Фриа эоловый массив значительно расширяется (до 40 км) и следует до р. Кунене.

Источником материала для обширных дюнных полей побережья являются пляжи, о чем свидетельствует сравнение минералогического состава эоловых и прибрежно-морских песков [*Там же.* 1982]. Пляжи в свою очередь питаются за счет выброса волнами на берег осадочного материала с подводного берегового склона, где их запасы пополняются речными выносами. В этом процессе важную роль играют крупные реки, такие, как Оранжевая, против устья которой сформирована обширная подводная дельта. Преобладающие южное и юго-юго-западное волнения перемещают терригенный материал на подводном склоне в северном направлении и выбрасывают его на пляж несколько севернее источника его поступления в береговую зону. Отсутствие рек в пределах «намибского песчаного моря» затрудняет пополнение запасов терригенных наносов на подводном склоне этого участка. Здесь на шельфе преобладает [The encyclopedia of beaches... 1982] биогенный материал, восполнение которого обычно

Намибские косы из космоса (фотоснимки с американского космического корабля «Джемини-5», 1965 г.)

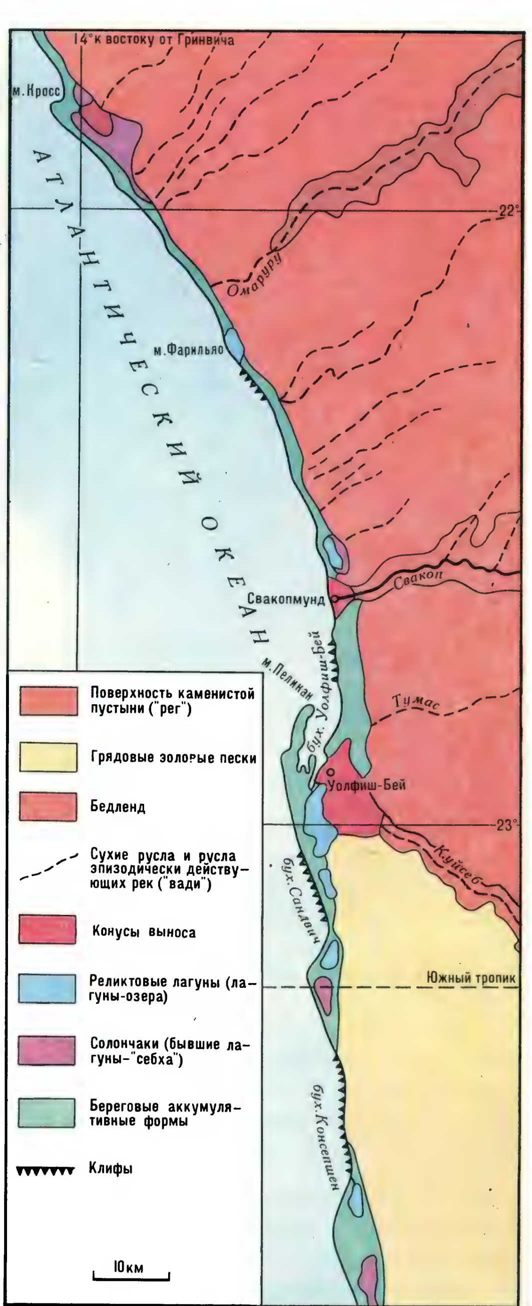


Схема строения участка Намибского побережья по космическим снимкам «Джемини» [*Леонтьев, Белодеденко.* 1978]

идет гораздо медленнее и продуктивность которого, вероятно, недостаточна для интенсивного питания пляжей и дюнных форм. По-видимому, эти причины обусловили перерыв в эоловой полосе на более северном участке — между р. Куизеб и м. Полгрейв. Кроме того, наличие кое-где на этом участке низких (3—5 м) клифов, ограничивающих пляжи, затрудняет вынос песка ветром с пляжа [*Lankaster.* 1982].

В целом Намибское побережье низменное, берег преимущественно аккумулятивный выровненный, сопровождается широкими песчаными пляжами. Лишь местами волнами подмывается каменистая прибрежная платформа с образованием обычно невысоких клифов (севернее м. Фриа, южнее м. Полгрейв, с обеих сторон устья р. Оранжевой). Характерной особенностью этого побережья является наличие серии крупных одиночных береговых аккумулятивных форм — аналогов таких же образований на побережье Анголы, причем генезис их столь же дискуссионен. На отрезке побережья между бухтой Консепшен и Свакопмундом насчитывается три такие формы, разделенные участками размыва эолового массива,— Консепшен, Сандвич и Китовая с окончанием у м. Пеликан. Каждая из них отделяет от океана лагуны в разной стадии развития — от широко открытых в океан (бухта Консепшен) или недавно отчлененных от моря (в северной части формы Сандвич) до реликтовых, полностью занесен-

ных осадками и превратившихся в соленые грязи (в центральной части форм Сандвич и Консепшен). Аккумулятивные береговые формы располагаются также севернее этого участка (мысы Фарильяо и Кросс) и южнее его (мысы Готтентот, Блэк-Риф, Пантер-Хук).

Разделение результатов продольного и поперечного транспорта наносов в истории развития всех этих форм весьма затруднительно в связи с наложением однонаправленного воздействия преобладающих местных ветровых волнений, с которыми связано вдольбереговое перемещение наносов, и южных и юго-юго-западных зыбей. Вполне вероятно, что последние перемещают имеющийся на подводном береговом склоне терригенный материал по дну в северном направлении и подают его к берегу на участках полной рефракции волн, где начинают развиваться островные или береговые бары. Продольному береговому перемещению наносов, с которым связано перераспределение осадочного материала вдоль берега, принадлежит в этом случае модифицирующая роль, приводящая к соответствующему изменению очертаний возникших аккумулятивных образований. Имеется предположение [*Bird*. 1976], что в питании аккумулятивных береговых форм Намибии играл и играет определенную роль размыв затопленных последней трансгрессией моря плейстоценовых дельт таких небольших сейчас рек, как Свакоп, Куизеб, Тсондаб и Соссас.

В настоящее время дистальные окончания намибских аккумулятивных форм продолжают нарастать. Скорость роста формы Консепшен, например, была столь велика, что морское судно, выброшенное здесь на пляж в 1908 г., к 1973 г. оказалось в 400 м от уреза [*Bird*. 1976].

Южнее р. Оранжевая и до м. Игольный (Агульяш) протягивается наиболее гористый отрезок юго-западного побережья Африки. В северной половине этого района **(р. Оранжевая — бухта Сент-Хелина)** непосредственно к океану ступенями спускаются склоны высоких плоскогорий, выработанных на выступах кристаллического фундамента докембрийской платформы. В развитии океанского берега по-прежнему основную роль играют волны юго-западной и юго-юго-западной зыби, высота которых близ берега в 50% случаев превышает 1,6 м. Климат района в прибрежной полосе сравнительно прохладный и сухой, что определяется влиянием приближающегося здесь к берегу холодного Бенгельского течения и мощным апвеллингом. Среднее количество осадков близ океана — 100—150 мм/год. Большую часть времени речки пересыхают или превращаются в небольшие ручейки, текущие в широких, хорошо разработанных долинах.

В этих физико-географических условиях развивается мелкобухтовый абразионно-аккумулятивный выравнивающийся берег, представленный чередованием широких и сравнительно слабо выступающих в сторону океана абрадируемых мысов и небольших пляжевых участков в бухтах. Мысы сложены преимущественно гранитами, местами перекрытыми песками с гравием и ракушей, а также покровами маломощных известняков. Нередко аккумулятивные участки приурочены к устьям рек. Нижние отрезки широких речных долин имеют эпизодическую связь с океаном: большую часть времени их устья замыты волнами, и только в период редких паводков реки прорываются к океану.

Одна из типичных рек этого отрезка побережья — р. Гроен — испытывает паводок примерно через каждые пять лет, что связано с периодами выпадения интенсивных дождей в верховьях реки, когда ее уровень может подниматься на 2—3 м [*Bickerton*. 1981]. В течение высоких паводков река способна обрабатывать и переносить крупные гранитные валуны, которые вместе с песчано-илистыми осадками заполняют речную долину, врезанную в граниты. Последние нередко выходят в русле реки и в клифах на соседних участках океанского берега. Крупные валуны с диаметром до 1 м присутствуют также в галечном аллювии речной террасы с относительной высотой 9—14 м, которая выработана по южному борту долины. В грубых террасовых отложениях найдены и разрабатываются промышленные россыпи алмазов.

Облик берегов самого южного отрезка юго-западного побережья Африки **(бухта Сент-Хелина — м. Игольный)** определяется выходом к Атлантическому океану торцовых частей средневысотных Капских гор. Горы протягиваются вдоль южного берега несколькими параллельными хребтами с выровненными вершинами и разделены широкими

продольными долинами (преимущественно тектоническими), а также пересекаются узкими поперечными эрозионными ущельями. В районе городов Вустер и Серес к ним подходит субмеридиональная ветвь герцинских хребтов, которая начинается горами Олифантс-Ривер высотой свыше 1800 м. Сложный узел двух горных систем выходит к океану юго-восточнее п-ова Кейп и образует многочисленные резко выступающие полуострова и мысы, разделенные несколькими широко открытыми к океану заливами — Уолкер-Бей, Фолс-Бей, Сандаун-Бей. Горные хребты, представляющие собой отпрепарированные денудацией антиклинальные складки, сложены кварцитами, сланцами и песчаниками. П-ов Кейп является остатком размытой синклинальной складки. Жесткое ядро этого полуострова некогда было островом, отделенным от материка сравнительно узким, «выкроенным» по тектоническим разломам проливом [*Pritchard*. 1979]. Пролив постепенно заполнялся осадками, что привело к формированию обширной песчаной равнины Кейп-Флэтс, которая причленила коренной остров к материковой суше. Таким образом, п-ов Кейп по своему генезису является крупным древним томболо.

С обеих сторон томболо образовались широкие заливы с песчаными пляжами — Фолс-Бей и Столовая бухта, в вершине которой находится искусственная гавань крупнейшего порта этого побережья — Кейптауна. Город раскинулся у подножия величественной Столовой горы (выс. 1087 м), которая сложена палеозойскими песчаниками, образующими плоскую вершину. В западной части города располагаются курорты, однако купание здесь ограниченно, поскольку температура океанской воды из-за влияния холодного Бенгельского течения редко поднимается выше 14° [*Grove*. 1967]. В этом отношении более благоприятны условия на пляжах залива Фолс-Бей, который прогревается до 20°.

Высокие клифы, прибрежные каменистые островки, протяженные пляжи (особенно в вершинах заливов и бухт), сложенные белым кварцевым песком, благоприятный субтропический климат, сходный со средиземноморским климатом Атласских гор (в Кейптауне средняя температура самого теплого месяца +21°, самого холодного +12°, осадков — 650 мм/год), вечнозеленая кустарниковая и лесная растительность, фруктовые сады и виноградники (в основном у подножия горных хребтов)— все это выгодно отличает южный отрезок побережья от более северных районов с их полупустынными ландшафтами.

Песчаный пляж у Клифтона — пригорода Кейптауна на западном берегу полуострова Кейп. Холодные воды Южной Атлантики ограничивают здесь купание, а всего за 12 миль (около 21 км) отсюда восточный берег полуострова омывается теплыми, хотя и менее чистыми водами залива Фолс-Бей

Большое развитие получили абразионные берега. Клифы выработаны обычно в палеозойских песчаниках, сланцах и кварцитах, слагающих Капские горы, а также в гранитных интрузиях. Иногда (в частности, на береговом выступе южнее бухты Сент-Хелина) размываются остатки третичных известняковых массивов. Именно с длительной абразией известняковых пород некоторые исследователи [*Marker*. 1976] связывают обогащение береговой зоны карбонатом кальция, что

привело в свое время к литификации плейстоценовых береговых валов и дюнных гряд, которые благодаря этому хорошо сохранились в рельефе прибрежной береговой платформы.

Реликтовые береговые и эоловые формы, сложенные калькаренитами, широко развиты на участке между заливами Салданья и Фолс-Бей. Они образуют серию заметно размытых гряд на песчаной равнине Кейп-Флэтс юго-восточнее Кейптауна. Нередко они спускаются под урез, образуя на подводном береговом склоне серию каменистых рифов. С трансгрессивным затоплением позднеплейстоценового эолового рельефа связано образование лагуны Лангебан в тыловой части залива Сальданья [*Flemming*. 1977], которая отделяется от океана комплексом реликтовых литифицированных дюнных гряд.

В целом берег южного отрезка побережья носит абразионно-аккумулятивный бухтовый характер. Завершающий его м. Игольный — самая южная точка Африканского континента — сложен палеозойскими песчаниками и ограничен крутыми клифами.

Индийский океан занимает площадь, равную 74,9 млн км^2, и расположен в основном в южном полушарии. Большая часть океана имеет естественные границы, которые образуют материки Африка, Азия и Австралия. На юго-западе и юго-востоке широкие проходы соединяют Индийский океан с Атлантическим и Тихим. На этих участках границы между океанами условно проводят от южной оконечности Африки — м. Игольного (Агульяс), вдоль 20° в. д. и от южной оконечности о. Тасмания, м. Юго-Восточного, вдоль 147° в. д. Наиболее сложна граница Индийского океана на северо-востоке, где она идет по северной части Малаккского пролива, юго-западным и южным берегам Больших и Малых Зондских островов, юго-западному берегу Новой Гвинеи и Торресову проливу [*Канаев и др.* 1975].

На севере Индийского океана расположены средиземные моря — Красное и Персидский залив, окраинные моря — Аравийское, Андаманское, Тиморское и Арафурское, крупные заливы — Аденский, Оманский, Бенгальский, Карпентария, Большой Австралийский. Острова в Индийском океане сосредоточены в основном в западной половине. Наиболее крупные из них (Мадагаскар, Тасмания, Шри-Ланка, Сокотра) имеют материковое происхождение, а остальные отличаются небольшими размерами и представляют либо надводные вершины вулканов (Кергелен, Крозе, Принс-Эдуард, Амстердам; Сен-Поль), либо коралловые атоллы (Лаккадивские, Мальдивские, Чагос, Амирантские, Фаркуар, Кокосовые и др.), либо вулканические острова, окаймленные коралловыми рифами (Маскаренские, Коморские, Андаманские, Никобарские). Особое место занимают Сейшельские о-ва, поскольку в пределах ложа океана они являются единственными, имеющими в основании земную кору материкового типа.

Экзотично выглядят берега Индийского океана

Раздел I
КРАТКИЙ ОБЗОР ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ РЕГИОНА

Геологические и геоморфологические особенности строения побережья и подводной окраины материков

Большая часть материков, окружающих Индийский океан, в тектоническом отношении представляет собой древние платформы, сложенные комплексами кристаллических пород архея и протерозоя, перекрытыми осадочным чехлом. Только на небольших отрезках побережья Индийского океана развиты горы альпийского складчатого пояса с межгорными впадинами и краевыми прогибами альпид. К этой области относятся северные побережья Персидского залива и Аравийского моря, крайняя восточная оконечность Аравийского п-ова, районы Западной Бирмы, Большие и Малые Зондские о-ва. В этих же районах отмечается развитие подводных кайнозойских складчатых систем, связывающих, в частности, воедино Зондские о-ва с Юго-Восточной Азией.

Породы архея и протерозоя, перекрытые элювием, выходят местами на побережье материков (Вост. Африка, Австралия, берега Красного моря), но в большинстве случаев побережье слагают меловые и палеоген-неогеновые осадки, реже отложения юрского возраста и совсем редко (Южная Африка) отложения палеозоя. Очень широко вдоль берегов всех материков развиты морские и аллювиально-морские осадки четвертичного возраста. Они распространены почти на всем протяжении берегов Восточной Африки и о. Мадагаскар, широко представлены на берегах Красного моря, п-ова Индостан — от устья Инда до устья Ганга, на северных и западных берегах Австралии. В Эфиопии, Южн. Аравии, на Западном Мадагаскаре, на Бол. и Мал. Зондских о-вах на побережье встречаются вулканогенные образования, в северо-западной части п-ова Индостан — траппы, перекрытые элювиально-делювиальными осадками. Для аравийских берегов Персидского залива, берегов Красного моря, Сомали и Западной Австралии характерны эоловые осадки.

Приливная осушка на западном побережье Мадагаскара. В центре снимка баобаб

Вулканическое побережье юга Аравийского полуострова. Мысы представляют собой вулканические постройки или свежие базальтовые потоки

Рельеф прибрежной суши Восточной Африки в общих чертах не отличается большой сложностью. Вся эта обширная территория, включая побережье Красного моря и Аравийского п-ова, представляет собой комплекс возрожденных гор и нагорий, активизированных в новейшее время, развитый в пределах древних платформ, в областях докембрийской и каледонской складчатости. Строение берегов Красного моря обусловлено рифтовой структурой бассейна, широким распространением бухтовых форм, связанных со сбросовой структурой краевых зон Африканского материка и Аравийского п-ова; они характеризуются распространением грабеновых бухт — «шерм», а также почти повсеместным развитием коралловых сооружений.

Сбросовые берега характерны и для Аденского залива. Мелкобухтовое расчленение берегов Красного моря и Аденского залива

Дюны на побережье острова Мадагаскар

создает благоприятные условия для строительства морских портов, но обилие коралловых рифов осложняет условия мореплавания.

Развитие трудноразмываемых магматических и прочных осадочных пород на многих участках побережья Сомали и индоокеанского побережья Аравии способствует распространению мало измененных морем берегов денудационного типа. Большое место занимают также равнины, плато и низменности древних плит, частично охваченные новейшими погружениями. Северное побережье Персидского залива и Аравийского моря, а также крайняя восточная оконечность Аравийского п-ова представляют собой область развития складчатых и глыбово-складчатых гор кайнозойской складчатости. Подобные морфоструктуры развиты также в районах Западной Бирмы.

Побережье п-ова Индостан окаймлено горами и нагорьями древних платформ, активизированных в новейшее время, а также краевыми низменностями, охваченными новейшими погружениями. Как правило, к этим низменностям приурочены долины, обширные аллювиальные равнины и дельты крупнейших рек, впадающих в Индийский океан, — Тигра и Евфрата, Инда, Ганга, Иравади, Замбези, Лимпопо.

Вдоль побережья Австралии также широко развиты краевые низменности, которые опоясывают залив Карпентария, протягиваются почти вдоль всего западного берега Австралии и Южной Австралии, в районе впадения р. Муррей. Районы городов Перт и Аделаида характеризуются выходом к океану нагорий древних платформ, активизированных в новейшее время.

Основные морфоструктуры, определяющие крупные черты рельефа прибрежной суши материков, являются тем фоном, на котором в плейстоцене в пределах океанских берегов происходило постоянное взаимодействие морских волн с материковой сушей. В результате этого взаимодействия в береговой зоне всех материков были созданы различные абразионные и аккумулятивные формы рельефа. Особенно большое распространение они получили на берегах низменностей и равнинных областей платформ, а также в пределах крупных дельт, где создавались аллювиально-морские формы берегового рельефа. Рыхлые осадки, поступающие на берег и перерабатываемые океанскими волнами, имеют три основных источника. Первым является твердый сток рек, вторым — абразия морских берегов и подводного берегового склона и третьим — осадки, поступающие в береговую зону в результате переноса ветром. Большое, а иногда главенствующее значение имеет созидающая роль коралловых рифов, развитых в тропической зоне Индийского океана. На побережье океана распространены как поднятые коралловые рифы, так и современные и древние береговые аккумулятивные формы рельефа, образованные из кораллового песка — продуктов разрушения волнами коралловых построек.

Все материки Индийского океана окаймлены материковой отмелью, или шельфом, отделенным от ложа океана материковым склоном и материковым подножием. Значительная часть шельфа до глубин по крайней мере 100—120 м несет на своей поверхности следы абразионно-аккумулятивной деятельности океанских волн, протекавшей на фоне глобальных колебаний уровня Мирового океана. Волны деформируются, частично разрушаются на шельфе и в дальнейшем подвергаются рефракции, разворачиваясь своим фронтом по нормали к берегу, обеспечивая тем самым поперечный перенос осадков к берегу. Таким образом, чем шире шельф, тем большим деформациям подвергаются океанские волны и обеспечивается постоянный вынос донного материала к урезу в большем количестве.

У южной оконечности Африки на поверхности обширной банки Агульяс четко проявляются древние абразионно-аккумулятивные формы рельефа. В районе отмели Сафала, у

порта Бейра, отмечается сложный рельеф симметричных гряд, разделенных глубокими бороздами, созданными волновыми процессами и современной деятельностью течений. В районе м. Макалонга появляются первые коралловые постройки, представляющие собой небольшие барьерные или окаймляющие рифы, а от бухты Мозамбик до о. Пемба, в пределах территории Кении и Сомали, вдоль берега или вдоль внешнего края шельфа развиты окаймляющие и барьерные рифы, между которыми имеется много широких проходов в лагуны.

Шельф Красного моря, примыкающий как к африканскому берегу, так и к Аравийскому п-ову, имеет значительную ширину за счет существования многочисленных коралловых островов и архипелагов, особенно развитых в южной части моря. Весь Персидский залив по существу является шельфовым водоемом. В юго-западной части залива развито большое количество коралловых рифов. Рельеф северо-западной части Персидского залива связан главным образом с илистыми выносами р. Шатт-эль-Араб и с действием приливо-отливных течений, благодаря которым создано большое количество длинных узких гряд и ложбин.

Вдоль северного берега Аравийского моря протягивается пологоволнистая равнина шельфа, амплитуда расчленения которого достигает 100 м. В Камбейском заливе развиты узкие длинные гряды, валы и отмели, между которыми расположены ложбины глубиной до 30 м. Подобные же формы, связанные с действием приливо-отливных течений, а также с эрозионной деятельностью водотоков при более низком уровне океана, развиты и в бухте Лашингтон. Против устья р. Инд шельф и материковый склон прорезает глубокий и узкий каньон Инда, верховья которого вдаются в шельф почти на 90 км, а его вершина на 3 км подходит к устью главного рукава Инда.

Подводная окраина материка в районе о. Шри-Ланка имеет ширину 5—30 км. В Полкском проливе, между о. Шри-Ланка и п-овом Индостан, глубины менее 15 м и дно характеризуется большим количеством подводных скал, отмелей и островов. Шельф, опоясывающий юго-восточное побережье п-ова Индостан, имеет ширину от 10 до 45 км и выровненную поверхность. В северной части Бенгальского залива подводная окраина материка связана с огромной дельтой рек Ганг и Брахмапутра. Благодаря громадному твердому стоку этих рек перед дельтой сформировано мелководье до 250 км шириной, выровненная поверхность отмели нарушается отдельными холмами высотой до 150 м и эрозионно-грядовым рельефом, развитым на отмели вдоль края дельты. Здесь же расположен подводный каньон р. Ганг, верховье которого на 150 км вдается в пределы шельфа, а его вершина находится в 30 км от края дельты Ганга.

Материковая отмель вдоль западного берега Бирмы имеет ширину 25—100 км и в связи с большой изрезанностью берегов и обилием островов характеризуется преобладанием сложного и расчлененного рельефа [*Канаев и др.* 1975].

Около северного берега Австралии все мелководье до о. Новая Гвинея представляет собой материковый шельф, в пределах которого расположены Арафурское, Тиморское моря и залив Карпентария. Именно в районе этого залива шельф имеет наибольшую ширину — около 1000 км — и очень сложный рельеф, связанный с обилием коралловых отмелей и островов. В пределах шельфа Тиморского моря (Сахульский шельф) развиты по крайней мере четыре террасовые поверхности. Учитывая сходство подводного рельефа и рельефа прилегающей суши, считается несомненным эрозионное происхождение Сахульского шельфа, который был залит водами океана только в послеледниковое время [*Van Andel, Veevers.* 1967].

Подводная окраина материка западного берега Австралии имеет ровный или слегка волнистый рельеф, две подводные террасы с береговыми линиями на глубинах 75 и 150 м. От о. Эскейн до м. Бувар на шельфе прослеживается продольный вал, гребень которого расположен на глубине 24—40 м.

Шельф Большого Австралийского залива имеет ширину 100—220 км и представляет собой ровную полого наклоненную к югу поверхность, а Бассов пролив представляет собой обширное мелководье с глубинами не более 100 м и большим количеством отмелей и островов, между которыми развит эрозионно-аккумулятивный рельеф, связанный с деятельностью приливо-отливных и постоянных течений.

Климатические и гидрологические условия

Температура воздуха и прибрежных вод. Средняя зимняя температура воздуха распределена почти зонально, и изменения температуры происходят в основном в меридиональном направлении, а вдоль параллелей она почти постоянна. В экваториальном поясе максимальные температуры воздуха наблюдаются на востоке океана, а в тропическом поясе западная часть Индийского океана на 3—4° теплее восточной.

Наиболее высокие средние месячные температуры воздуха (до 28° летом южного полушария) наблюдаются между экватором и 20° ю. ш., в переходные сезоны смещаются к экватору (10° с. ш. — 10° ю. ш.), а летом северного полушария максимальные температуры воздуха (до 32°) наблюдаются на севере Аравийского моря и Бенгальского залива. Колебания суточного хода температуры воздуха над Индийским океаном везде очень малы и не превышают 0,5—1,5° [*Канаев и др.* 1975].

Наибольшая температура воды (выше 34°) наблюдается в августе в Персидском заливе, а относительно высокая температура (29—30°) характерна для восточной части экваториальной зоны. В западной части последней летом наблюдаются аномально низкие температуры (22—23°), что связано с подъемом глубинных вод в системе Сомалийского течения, возникающего под воздействием юго-западного ветра.

В начале зимнего сезона Сомалийское течение меняет свое направление на обратное, и температурная аномалия исчезает.

Ветры и ветровое волнение, уровень, приливы. Область океана, ограниченная на севере 30° ю. ш., характеризуется устойчивыми ветрами западных румбов со средними скоростями летом 8—14 м/с и зимой 5—10 м/с. В области между 30 и 10° ю. ш. в течение года господствуют пассатные ветры юго-восточного направления со среднегодовой скоростью 5 м/с, причем летом она несколько больше, чем зимой. К северу от 10° ю. ш. расположена область муссонных ветров, изменяющих свою скорость и направление от сезона к сезону. В период летнего муссона (с апреля по октябрь) севернее экватора преобладают юго-западные ветры, а южнее экватора — юго-восточные. Наибольшая средняя скорость муссонного ветра — летом, когда она превышает 8—9 м/с.

С ноября по март над северной частью океана устанавливаются ветры северо-восточного направления. Скорость зимнего муссонного ветра не превышает 3—4 м/с. В этот период севернее 10° ю. ш. нередки штили, особенно частые в восточной половине океана.

Зимой штормы редки и их вероятность не превышает нескольких процентов, летом штормы гораздо более частое явление, особенно в Аравийском море, где ветер более 7 баллов имеет повторяемость 40%. Наиболее суровые штормовые условия в Индийском океане в продолжение всего года отмечаются в высоких широтах южного полушария, причем с увеличением географической широты повторяемость ветра большой силы (более 12—15 м/с) резко возрастает. Южная часть Индийского океана летом северного полушария часто бывает недоступна для плавания даже крупных кораблей с современными двигателями и навигационным оборудованием.

В осенне-летнее время севернее экватора в редких случаях ветры достигают ураганной силы (более 29 м/с). В зимнее время ураганы могут возникать в южной тропической зоне. Наиболее часты ураганы (ок. 8 раз в год) на западе океана, в районе Мадагаскара, о-вов Маврикий, Реюньон, Родригес. В центральных районах повторяемость их уменьшается до 4—5, а у берегов Австралии — до 2—3 ураганов в год [*Канаев и др.* 1975].

В соответствии с ветрами в Индийском океане происходит и распределение ветрового волнения. По характеристикам волнения Индийский океан условно подразделяется на муссонную область, область юго-восточных пассатов между Австралией и Мадагаскаром и южную (антарктическую) область западных ветров. В первой области в период северо-восточного муссона средняя высота волн составляет около 1 м. Летом, особенно в июле — августе, формируются волны высотой более 2 м с повторяемостью более 45%, а в 10% случаев могут быть волны более 6 м высотой. В области пассатных ветров волны высотой до 2 м встречаются в 80% всех случаев, т. е. слабое и умеренное волнение является преобладающим в течение всего года. В

южной области повторяемость сильного волнения высотой от 2,1 до 6 м составляет более 50%. Самые крупные волны (выс. до 15 м) были зарегистрированы вблизи о. Кергелен [*Канаев и др.* 1975].

Наибольшая величина годовых колебаний уровня наблюдается на севере Аравийского моря (20 см) и Бенгальского залива (14 см), причем низкое стояние уровня приурочено к северо-восточному муссону (сгонные ветры), а высокое — ко времени юго-западного муссона (нагонные ветры). Колебания уровня сравнительно велики в районе о. Мадагаскар, где они составляют около 10 см. На остальной акватории океана величины колебаний уровня составляют от 1—2 до 6—10 см.

Для северной части Индийского океана характерно преобладание полусуточного прилива. Здесь лишь в Аравийском море наблюдаются смешанные приливы: неправильный полусуточный вдоль Аравийского п-ова и неправильный суточный на западном побережье Индостана. Суточные и неправильные суточные приливы развиты у южных берегов Австралии и в Антарктике. Амплитуды прилива в открытом океане невелики и в среднем составляют около 1 м. В антарктической и субантарктической областях амплитуда прилива растет с запада на восток от 0,5 до 1,6 м. Вблизи побережья приливы возрастают до 2—4 м. Максимальные амплитуды приливов отмечаются в проливах между островами, в мелководных заливах. Так, вблизи Бомбея величина прилива 5,7 м, в Бенгальском заливе — 4,2—5,2, а у Янгона — 7 м, у Северо-Восточной Австралии — 6 м, а в порту Дарвин — 8 м. В остальных районах амплитуда прилива порядка 1—3 м [*Канаев и др.* 1975].

Основные особенности берегов Индийского океана и их районирование

Особенности береговой зоны Индийского океана определяются геологическим строением материков, плейстоценовыми колебаниями уровня океана, современными волновыми процессами, химической абразией и аккумуляцией, приливо-отливными колебаниями уровня океана, а также такими мощными неволновыми факторами, как твердый сток рек, эоловые процессы и особенно развитие коралловых построек и мангров.

Широкое развитие платформ на окраинах материков свидетельствует о том, что морские террасы и другие формы берегового рельефа, слагающие побережье и шельф Индийского океана на окраинах платформ, созданы при относительно меньшем участии тектонических движений по сравнению с гляциоэвстатическими колебаниями уровня бассейна в четвертичное время.

Существенную роль в строении береговой зоны, особенно Красного моря, Аденского залива и западного берега Мадагаскара, играют крупные региональные разломы, определяющие прямолинейность береговой линии или, наоборот, блоковые очертания берегов. В ряде районов, например на юго-западном берегу Красного моря и на северном берегу Аденского залива, основную роль в очертании берегов и в их современном развитии играют остатки древних вулканов и покровов вулканических пород.

Крупные тектонические прогибы и разломы обусловили заложение крупнейших рек, впадающих в Индийский океан, устойчивую аккумуляцию наносов в пределах современной и древних речных долин и вынос обломочного материала к побережью, где он участвует в динамических процессах на подводном склоне и шельфе. Только крупнейшие реки мира — Инд и Ганг — выносят в океан по 400 млн т обломочного материала в год.

В Индийском океане особенно большому и постоянному волновому воздействию подвергаются восточные берега Африки, на которые периодически обрушиваются волны, вызываемые то северо-восточными, то юго-восточными ветрами. Очень большая энергия волн образуется при действии тропических циклонов, охватывающих районы Мадагаскара, п-ова Индостан и Западной Австралии. В приэкваториальных областях океана преобладает штилевая погода, но, несмотря на это, на берега материков и острова здесь постоянно воздействуют волны зыби, достигающие в береговой зоне величины 1—2 м.

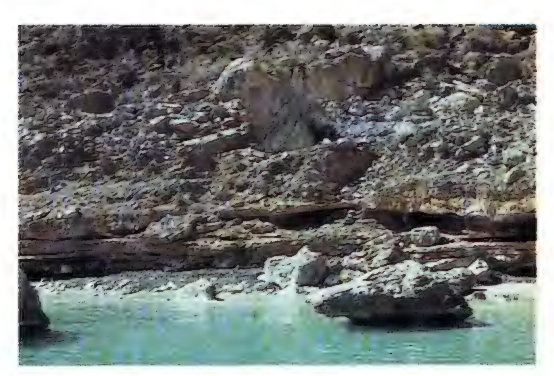
На восточных берегах Африки, на западном побережье о. Мадагаскар, на берегах Бенгальского залива обычны приливы 3—4 м, а в Западной Австралии они доходят до 8 м. В районах развития окаймляющих коралловых рифов размыв берегов происходит только в период приливов, поскольку в

отлив широкая поверхность коралловой платформы, окаймляющей берег, практически уничтожает энергию подходящих к краю платформы волн.

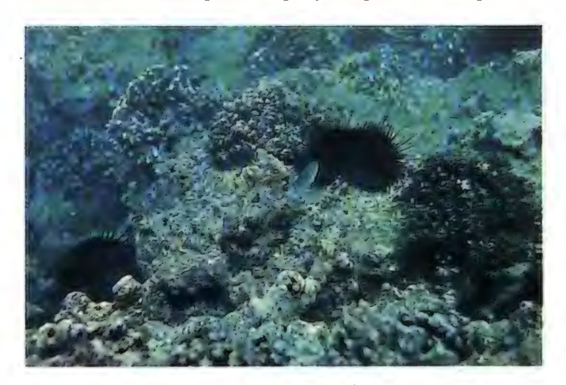
Берега материков, сложенные известковыми породами, в том числе коралловыми известняками, подвергаются не только механическому, но и химическому воздействию волн — морская вода растворяет известковые породы. В этом случае на берегу образуются причудливые гроты, ниши, карнизы и останцы, покрытые ажурным микрорельефом глубоких ячеек, разделенных тонкими перегородками с острыми режущими краями. Химическая абразия способствует значительному увеличению скорости отступания известковых берегов. В ряде случаев в активной водной среде, в прибрежной части океана, при наличии ядер коагуляции образуются так называемые оолиты — карбонатные частицы шарообразной формы, сложенные скорлуповатыми сферическими микрослоями, нараставшими вокруг ядра коагуляции. Оолитовые пески составляют заметную примесь в составе береговых осадков и являются одной из форм проявления химической аккумуляции наносов в океане. Другой формой химической аккумуляции является выпадение карбоната кальция в коллоидном состоянии, и в этом случае в слабоактивных гидродинамических условиях происходит цементация, т. е. превращение осадка в породу. За счет подобного процесса, например, созданы в большинстве случаев широкие коралловые платформы, окаймляющие берега тропических морей.

Еще одним своеобразным процессом на берегах тропических морей является образование так называемого бич-рока (пляжевой породы). Эта порода образуется в толще песчаного пляжа за счет цементации песка карбонатом кальция при взаимодействии с пресными грунтовыми водами. При размыве подобных берегов остаются системы разорванных в пространстве наклонных сцементированных плит, которые фиксируют ранние стадии развития пляжа и береговых аккумулятивных форм.

Исключительно большое значение в процессе развития береговой зоны Индийского океана имеют коралловые образования. Кораллы, формирующие коралловые рифы у берегов, достаточно капризны в отношении к условиям внешней среды. Они требуют температуры воды не ниже +18°С, большой прозрачности воды, не замутненной выносами рек, и нормальной океанической солености (не ниже 30‰). Развиваются коралловые колонии до глубин 50—80 м. Только сочетание всех этих условий позволяет активно развиваться коралловым рифам. В Индийском океане температурные условия воды позволяют существовать кораллам почти всюду, кроме крайнего юга Африки и запада и юга Австралии (т. е. по 30° ю. ш.). Однако несоблюдение других условий, особенно в районах впадения речных систем, ограничивает повсеместное развитие коралловых рифов в Индийском океане.



Цементированные карбонатом кальция отложения пляжа на северном берегу острова Сокотра



В прибойной зоне рифа иногда большие пространства заняты мертвым коралловым известняком, и колонии кораллов не успевают регенерировать. Типичны для этой зоны морские ежи диадема. Аденский залив

В процессе деятельности рифостроящих организмов создаются коралловые платформы (риф-флет), достигающие иногда ширины нескольких километров. Коралловая

Бухтовый западный берег острова Сокотра близ города Калансия. Массы кораллового песка навеиваются в период отлива с осушки

Мангровая растительность на острове Мадагаскар

платформа служит препятствием для океанических волн, которые обычно разбиваются у внешнего ее края. В результате возникновения подобной формы рельефа ранее абразионный берег превращается в аккумулятивный. Размыв берега может осуществляться только на уровне прилива, если его величина достаточна для прохождения над риф-флетом относительно высоких волн без значительных энергетических потерь. Наиболее активному волновому воздействию подвергается внешний склон рифа, на котором производятся зачастую значительные разрушения, а материал размыва (обломки кораллов и рифовой платформы) переносятся волнами через поверхность риф-флета и выбрасываются на берег. Подобного органогенного материала зачастую настолько много на пляжах, что он полностью подавляет принос осадков терригенного (снесенного с суши) происхождения.

Другим типом биогенного берега, свойственным почти всему Индийскому океану, является приливный берег с широкой илистой осушкой, на которой развивается специфическая древесная растительность — мангры (Rhizophora, Avicennia, Laduncularia, Canocarpus). Основными условиями развития широкого пояса прибрежных мангровых зарослей являются слабое волнение, интенсивное поступление тонких наносов, значительная высота приливов и низменность прибрежной суши. Мангровые заросли особенно характерны для устьев рек и занимают значительные площади в Юго-Восточной Африке, на Западном Мадагаскаре, в Юго-Восточной Азии и других районах. Мангровая растительность своей густой корневой системой задерживает наносы и способствует усилению нарастания аккумулятивного берега, постепенно выводя его из-под воздействия приливов путем накопления на поверхности новых порций илистых осадков, поступающих и накапливающихся во время прилива.

В Индийском океане чрезвычайно широким распространением пользуются аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные типы берегов. Это обстоятельство обусловлено главным образом широким развитием коралловых и мангровых образований в Индийском океане, которые на значительном протяжении блокируют берега, предохраняя их от воздействия волн и вызывая развитие аккумулятивного процесса. Благоприятная обстановка для развития кораллов и мангров сложилась в первую очередь в результате внутритропического географического положения Индийского океана, т. е. вызвана зональными географическими факторами. Таким образом, в Индийском океане, как ни в одном другом, проявляется подчиненное положение берегов, морфология и динамика которых обусловлены исключительно волновыми процессами, а доминирующая роль принадлежит биогенным берегам. Это и есть важнейшая особенность берегов Индийского океана.

Еще одним фактором, оказывающим на развитие берегов Индийского океана существенное влияние, является эоловый. Это связано с существованием в пределах побережья или прилегающих к нему районов крупнейших пустынь и полупустынь земного шара. Это в первую очередь Нубийская пустыня на западном побережье Красного моря, пустыни Большой Нефуд и Руб-эль-Хали, занимающие весь Аравийский п-ов, полупустыни Данакиль и Сомалийская, пустыня Тар в районе впадения р. Инд и полупустыни, охватывающие все побережье Ирана и частично Западной и Южной Австралии. При сильных

Пустынный северный берег острова Абд-эль-Кури. Аденский залив

ветрах с суши в океан выносится огромное количество пыли. По подсчетам, через 1 пог. км берега в период пыльной бури проносится 125 т пыли в сутки, причем это значительно преуменьшенные цифры. Берегам пустынных и полупустынных областей свойственны формы рельефа эолового и эолово-морского происхождения. Это — дюны, барханы, эолово-прибойные валы, грядовые и глиняные дюны, бугры развевания, дефляционные формы и древние сцементированные дюны, сопровождающие реликтовые береговые линии и сложенные породами, называемыми эолинитами. Ветропесчаный поток может определять динамику берега в зависимости от его ориентировки по отношению к линии берега. В случае ветров с суши на берегу при большом поступлении рыхлого материала будет преобладать аккумулятивный режим, а при ветрах с моря с берега в глубь суши выносится большой объем наносов, и аккумулятивный режим может смениться абразионным.

Таким образом, из вышеизложенного материала очевидно, что общие геолого-географические факторы в большинстве случаев имеют существенное, а иногда решающее значение при развитии берегов. Не являются исключением и берега Индийского океана. В результате комплексного физико-географического районирования в Индийском океане выделяется несколько природных поясов, которые в значительной степени определяют морфологию и динамику океанических берегов.

В южной части океана протягивается субтропический пояс, в который входят берега Южной Африки (от м. Игольного примерно до порта Дурбан) и берега Южной Австралии (от порта Фримантл до о. Тасмания). Севернее протягивается тропический пояс, который охватывает берега Восточной Африки (от р. Дурбан примерно до порта Мозамбик) и берега Западной Австралии (от порта Фримантл — аванпорт г. Перт — до п-ова Кимберли). Сюда же относится большая часть о. Мадагаскар. Наибольшим распространением в Индийском океане пользуется субэкваториальный пояс, к которому относятся берега Восточной Африки (от порта Мозамбик до м. Гвардафуй — оконечности Сомалийского Рога), затем берега п-ова Индостан (от залива Кач, берега Бенгальского залива и Андаманского моря до острова и порта Пхукет (Таиланд)), затем берега острова Ява и Малых Зондских о-вов, юго-западные берега Новой Гвинеи, залив Карпентария и берега Арафурского и Тиморского морей. В экваториальный пояс в Индийском океане входят только берега п-ова Малакка и о. Суматра. В северо-западной части Индийского океана развита еще одна подобласть тропического пояса, в которую входят берега Красного моря, Аденского и Персидского заливов — от м. Гвардафуй до залива Кач.

Однако, исходя из особенностей вышеописанных геолого-геоморфологических факторов, определяющих развитие берегов Индийского океана, представляется целесообразным для наших целей несколько изменить схему районирования. Целесообразно объединить тропический (кроме северного тропического), субэкваториальный и экваториальный пояса, поскольку их природное разнообразие не вносит ничего существенного в геоморфологию и динамику берегов. В остальном границы южного субтропического и северного тропического поясов практически совпадают со сменой морфологического облика берегов: граница южного субтропического пояса, проходящая по параллели Дурбан — Перт, почти совпадает с южной границей распространения мангров и коралловых рифов, в существенной степени изменяющих морфологию побережья; граница северного тропического пояса, проходящая по линии м. Гвардафуй — залив Кач, отделяет наиболее засушливые области материковой суши, прилегающей к Индийскому океану, и здесь, на берегу, наряду с манграми

Дар-эс-Салам

и кораллами существенную роль играют эоловые процессы.

В дальнейшем будет дана характеристика каждой крупной области, а затем проведено порайонное описание берегов. Всего выделяется четыре области: 1) восточное побережье Африки и о. Мадагаскар; 2) побережье Красного, Аравийского морей, Аденского и Персидского заливов; 3) побережье п-ова Индостан и Юго-Восточной Азии и 4) побережье Австралии.

Некоторые экономико-географические сведения о берегах Индийского океана

Экономическое значение берегов Индийского океана велико, и оно постоянно возрастает в результате укрепления экономики индоокеанских стран. На структуре и размещении хозяйства последних прежде всего сказывается повышенная роль минерально-сырьевых ресурсов и горнодобывающей промышленности. В недрах бассейна Индийского океана сосредоточен основной нефтяной потенциал стран несоциалистического мира. На их долю приходится более 68% разведанных запасов нефти и 45% запасов природного газа капиталистических и развивающихся стран. В настоящее время страны бассейна дают 81% добычи золота в капиталистическом мире, 57% олова, 39% сурьмы, 28% марганца, 25% никеля, 19% бокситов и свинца, 13% железной руды. Размещение главной отрасли экономики стран Ближнего и Среднего Востока — нефтедобывающей промышленности — полностью связано с прибрежной зоной. В пределах шельфа ведется промышленная разработка прибрежно-морских россыпей ильменита, циркона, рутила и монацита в Индии, Шри-Ланке, на Мадагаскаре, в Танзании, Мозамбике и ЮАР. Морское хозяйство в большинстве регионов представлено главным образом портовой деятельностью, прибрежным рыболовством и судоходством. В то же время в Северо-Восточной и Восточной Африке, в странах Персидского залива и в Южной Австралии почти вся обрабатывающая промышленность концентрируется в крупных приморских центрах. В портах или вблизи них размещаются нефтеперерабатывающие заводы и нефтехимические комбинаты. Производственная база судостроения в странах бассейна сравнительно невелика [Индийский океан. 1982].

Во всех прибрежных странах Южной Азии (Пакистан, Индия, Бангладеш, Шри-Ланка) и на тяготеющих к Индийскому океану территориях Юго-Восточной Азии экономика имеет в значительной мере аграрный характер, и поэтому размещение производительных сил осуществляется в традиционных районах сельскохозяйственного производства. Эти территории обслуживаются одним или несколькими портами. Основой экономики

стран Восточной и Северо-Восточной Африки служит сельское хозяйство, в котором занято 80—90% населения. Более 90% вывозимых товаров составляет сельскохозяйственная продукция — сизаль, гвоздика, пиретрум, орехи кешью, кофе, хлопок. В приморских центрах сосредоточена перерабатывающая промышленность.

Рыбохозяйственное использование Индийского океана незначительно, но потенциальный вылов в целом по бассейну может достигать 14 млн т в год (в настоящее время вылавливается около 3,5 млн т в год).

Наиболее крупные и новые портовые районы расположены в Юго-Западной Азии. Это крупнейший в мире нефтеналивной портовый комплекс Харк в Иране, Рас-Таннура в Саудовской Аравии, Мина-эль-Ахмади в Кувейте, а также ряд портов Катара, Бахрейна и Объединенных Арабских Эмиратов (ОАЭ), такие, как Хор-эль-Амая, Фао, Ситра, Джебель-Али, Умм-Саид, Дас, Мина-эль-Фахаль и др. Важная роль в экспорте нефти из Саудовской Аравии принадлежит порту Янбу на Красном море.

К числу наиболее значительных портово-промышленных центров относятся Абадан, Даммам, Джидда, Мадрас, Бомбей, Калькутта, Басра, Бендер-Аббас, Момбаса, Мапуту, Дурбан, Перт и др. Здесь портово-промышленные комплексы включают обычно территорию, удаленную от порта на расстояние до 100 км.

В Австралии наряду с сырьевыми портами (Порт-Хедленд, Дампир, Ямли-Саунд) немаловажную роль играют универсальные порты (Фримантл), на причалах которых перерабатываются различные грузы.

По уровню экономического развития Восточно-Африканская прибрежная зона уступает большинству прибрежных районов бассейна Индийского океана. Особую роль порты этого региона играют в обеспечении внешнеэкономических связей внутриконтинентальных стран. Так, хинтерланды Момбасы, Мапуту и Дар-эс-Салама простираются более чем на тысячу километров в глубь территории и достигают Уганды, Руанды, Бурунди и Замбии [Индийский океан. 1982].

Раздел 2

БЕРЕГА ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ И о. МАДАГАСКАР

Общие сведения о регионе

Протяженность берегов Восточной Африки (от м. Игольного до м. Гвардафуй) составляет более 7 тыс. км, а о. Мадагаскар — около 2 тыс. км.

Побережье от м. Игольного до порта Дурбан окаймлено высокими плоскогорьями и плато с приподнятыми краями, которые резко обрываются к океану и называются Большим уступом. Ширина прибрежной низменности не превышает нескольких десятков километров. Берега Южной Африки расчленены слабо и характеризуются развитием абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных процессов. Среди аккумулятивных берегов преобладают берега с примкнувшей террасой.

Большая часть восточного побережья материка — от эстуария р. Тугела севернее порта Дурбан до м. Гвардафуй — расположена в пределах двух осадочных бассейнов. В южной части побережья расположен Мозамбикский осадочный бассейн, выполненный 4-километровой толщей осадков и характеризующийся обилием тектонических разломов меридиональной ориентировки. Севернее, между 10° ю. ш. и 10° с. ш., в прибрежной части материка располагается крупный осадочный бассейн Дар-эс-Салам — Кения — Сомали, выполненный осадками мощностью 3—8 км [The Encyclopedia... 1982].

Динамика береговой зоны Восточной Африки определяется господствующими северо-восточными и юго-западными ветрами, юго-восточными волнами зыби, усиливающимися сезонными муссонами и периодическими циклонами. В ряде случаев возникают вдольбереговые волновые течения со скоростью более 1 м/с. В Юго-Восточной Африке определенное значение имеют течения Мозамбикское и Агульяс, последнее из которых действует параллельно берегу со скоростями у поверхности океана 0,2—0,8 м/с.

Мозамбикская низменность (соответствующая Мозамбикскому прогибу) постепенно расширяется от Зулуленда до 400 км в Центральном Мозамбике, занимая практически всю страну и вновь суживаясь в северном направлении. Она сложена четвертичными отложениями и полого поднимается на запад до 350—400 м. Равнинный рельеф низменности нарушается долинами рек, останцовыми плато, небольшими заболоченными понижениями — пэнами. На большей части Мозамбика развиты аккумулятивные лагунные берега и берега с примкнувшей аккумулятивной террасой. Часто вдоль берега протягиваются вытянутые береговые бары, поверхность которых в Зулуленде осложнена песчаными дюнами высотой до 180 м. Между современными береговыми барами и берегом располагаются мелководные лагуны, обширные болота, остатки реликтовых баров и обширные площади перевеваемых песков [The Encyclopedia... 1982].

По территории Мозамбика и ЮАР протекают крупные реки Замбези и Лимпопо и множество более мелких рек. В сухой сезон многие реки мелеют — даже у Замбези расход воды сокращается в 12—15 раз. Реки являются одним из основных поставщиков рыхлого материала в береговую зону и шельф. Р. Тугела ежегодно выносит к берегу 10,5 млн т осадков, и ее речные выносы, как, впрочем, и других ближайших рек, прослеживаются далеко от берега, вплоть до зоны действия течения Агульяс. Из-за неразумного использования земель человеком современный твердый сток рек превышает его величину в плейстоцене. Жидкий сток р. Замбези составляет 7 тыс. м^3/с, и все осадки, которые не задерживаются в дельте или не включаются во вдольбереговое перемещение наносов, поступают в пределы шельфа, где сформирован большой подводный конус выноса реки.

Типы берегов Южной и Восточной Африки и острова Мадагаскар. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (далматинские, сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 4 — дельтовые; III. Биогенные берега: 5 — коралловые. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** IV. Выравнивающиеся берега: 6 — абразионно-бухтовые, 7 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; V. Выровненные берега: 8 — абрази-

онно-аккумулятивные (лагунные), 10 — аккумулятивные (пляжевые), 11 — аллювиально-морских равнин, 12 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной морской террасой);

VI. Вторично-расчлененные берега: 13 — абразионно-бухтовые. 14 — Вулканические острова. 15 — Отдельные коралловые рифы и коралловые острова. 16 — Мангры

Один из пляжей Мозамбика

Современная аккумулятивная терраса, заросшая молодым пальмовым лесом

Береговая низменность Танзании и Кении имеет ширину от 15 до 100 км. Берегам свойственно мелкобухтовое расчленение, что связано с подтоплением устьев рек в период голоценовой трансгрессии. Однако это не определяет существование большого числа удобных бухт и гаваней, так как этому препятствует широкое развитие коралловых рифов. В пределах побережья отмечается большое количество реликтовых плейстоценовых и голоценовых береговых баров и коралловых образований. В частности, о-ва Занзибар (1660 км^2), Пемба (984 км^2) и Мафия целиком сложены поднятыми реликтовыми коралловыми рифами. Вдоль побережья встречается несколько морских террас, сложенных реликтовыми коралловыми образованиями. На побережье Кении развиты аналогичные коралловые образования и мангровые болота. Здесь наблюдается по крайней мере три позднечетвертичные морские террасы высотой до 140 м. Однако древние береговые линии этих террас слабо выражены в рельефе, особенно там, где клифы замещались обширными лагунами [*Hori*. 1970].

Севернее дельты р. Тана и на протяжении всего побережья Сомали семиаридные условия обеспечили длительное эоловое осадкообразование и формирование дюнных массивов на протяжении всего четвертичного времени. Это обстоятельство обусловило широкое развитие аккумулятивных берегов с примкнувшей террасой, лагунных берегов и блокировки устьев рек и временных водотоков приустьевыми косами, созданными потоками наносов южного направления.

В большинстве случаев красные и желтые почвы на поверхности дюн сильно разрушены неумеренным выпасом скота, что вызывает их современное перевевание. Береговые дюны значительны по размерам и играют существенную роль в береговом рельефе. Об этом, в частности, говорит тот факт, что р. Уэви-Шабелле, которая когда-то впадала в океан близ города Марка, сейчас блокируется дюнами и течет параллельно берегу почти 400 км, пока не впадает в р. Джуббу.

Берега оконечности Сомалийского Рога представлены чисто абразионным типом, а также берегами денудационного типа, мало измененными морем. Это связано с выходами на поверхность трудноразмываемых магматических и прочных осадочных пород.

О. Мадагаскар занимает особое положение в Восточной Африке. Центральная часть этого острова занята несколькими разновысотными поверхностями выравнивания, имеющими возраст от юрского до верхнечетвертичного. Все поверхности выравнивания, островные горы и склоны, выработанные в кристаллических породах, покрыты мощной корой выветривания [*Dresch*. 1962]. Горы круто обрываются к восточному берегу и постепенно, уступами снижаются к западному берегу, где переходят в холмистые равнины и прибрежные низменности. В океан впадают многочисленные реки, часто порожистые, наиболее полноводные впадают в Мозамбикский пролив. В северной части острова господствует влажный климат экваториальных муссонов; летом южного полушария здесь преобладают северо-восточные муссоны, зимой — юго-западные муссоны. Часты тропические циклоны. Только на юго-западе

Ландшафт побережья
Кении

В порту Дар-эс-Салама

острова выпадает осадков менее 400 мм/год, что вызывает развитие полупустынных ландшафтов. Один из крупных разломов протягивается вдоль восточного берега острова, обусловливая его выровненность. Западная часть острова занята более широкими низменностями и террасированными равнинами, сложенными морскими осадочными породами, большей частью известковистого состава, что обусловливает развитие тропического карста. Западные равнины перекрыты мощными покровами четвертичных отложений, прорезаемыми глубокими речными долинами. Морское побережье на западе плоское, с многочисленными дельтами рек, чрезвычайно изрезано, окаймлено мощными коралловыми колониями, а на мелководье преобладает мангровая растительность. Восточное побережье — это узкая полоса аллювиальной прибрежной равнины, имеющей бухтовое расчленение береговой линии, особенно на юге и севере острова. Множество мелких бухт со стороны океана закрыты коралловыми рифами. Здесь же отмечаются короткие абразионные участки на месте выходов коренных пород с небольшими береговыми аккумулятивными формами рельефа.

По мнению Р. Баттистини [*Battistini.* 1965; *Battistini et al.* 1970], в четвертичное время на Мадагаскаре было три трансгрессии океана. Наиболее древняя, тацимийская трансгрессия была около 500 тыс. лет назад, другая, каримболийская трансгрессия имеет возраст около 100 тыс. лет и третья, самая молодая, фландрская трансгрессия наступила 5—4 тыс. лет назад. Эти стадии четвертичных трансгрессий зафиксированы в рельефе сериями рифовых образований различных типов и возраста — барьерными, окаймляющими, внутрилагунными рифами, коралловыми островками, сериями морских форм рельефа — береговыми валами и барами, реликтовыми клифами и абразионными платформами, сериями континентальных образований — реликтовыми дюнами и склоновыми осадками.

В освоении береговой полосы суши Восточной Африки и Мадагаскара имеются определенные трудности, хотя, как уже указывалось, восточноафриканское побережье является в основном равнинным. Эти трудности связаны с широким развитием болот на юге, полупустынь на севере и существованием современных и древних коралловых рифов в средней части побережья. В пределах побережья Восточной Африки существуют благо-

приятные условия для накопления морских россыпей, которые определяются относительной тектонической стабильностью побережья, преобладанием поперечного перемещения наносов в приурезовой черте и большим количеством рек, транспортирующих на берег тяжелые минералы. Более 100 россыпей ильменита, рутила, циркона и магнетита известно в районе городов Дурбан и Порт-Элизабет; общие запасы тяжелых минералов — 4 500 тыс. т. В Мозамбике известно несколько береговых россыпей с тяжелыми минералами: ильменитом, гематитом, магнетитом, цирконом и монацитом. Общие запасы береговых россыпей — 50 млн т. В Танзании, в районе Дар-эс-Салама, обнаружено 10 береговых россыпей ильменит-гранат-магнетит-циркон-кианитового состава с общими запасами 7 200 тыс. т. Наконец, в Сомали, в районе Кисимаю, развиты магнетит-ильменит-циркон-рутиловые береговые россыпи с общими запасами 3 700 тыс. т. Однако далеко не все обнаруженные россыпи разрабатываются.

На Мадагаскаре также имеется большое количество береговых россыпей, которые приурочены к восточному побережью острова. Севернее порта Туамасина обнаружено 12 россыпей, в составе которых преобладают ильменит, титаномагнетит, гематит, эпидот, ставролит, циркон, монацит. Общие запасы тяжелых минералов — 1,5 млн т. Несколько южнее Туамасины отмечено 6 россыпей примерно такого же состава с общими запасами 2,8 млн т. В юго-восточной части острова, в районе Таулонару (Форт-Дофин), обнаружено 15 россыпей с запасами 1 млн т.

Самый большой по грузообороту порт и важный промышленный центр на индоокеанском побережье ЮАР — город Дурбан. В этом городе развита черная металлургия, пищевая, текстильная, химическая и нефтеперерабатывающая промышленность. Это не только порт, но и военная база. Длина причалов в порту 14 км с глубиной до 15 м. Грузооборот 35 млн т. Вывозятся товары традиционного экспорта, ввозятся нефть, машины, оборудование, лес, удобрения, продовольствие, товары широкого потребления. Имеются судоремонтные предприятия. На узкой полосе берега хорошо оборудованные песчаные пляжи. Более $^1/_3$ жителей Дурбана — индийцы.

Порты Порт-Элизабет и Ист-Лондон (Ус-Лондон) имеют соответственно грузооборот 10 и 3 млн т. Вывозятся железная и марганцевая руды, шерсть, кожи, фрукты, продовольствие, асбест. Ввозятся нефтепродукты, машины, промтовары и т. д. В этих городах располагаются автомобильные предприятия фирм «Крайслер», «Фиат», «Мерседес» и др. Ист-Лондон — основной в ЮАР центр по обработке кож и производству обуви.

Остальные порты Восточной Африки, кроме Мапуту, Бейры и Момбасы, имеют меньшее значение. Пропускная способность порта Мапуту 15 млн т грузов, вывозится сельскохозяйственная продукция, ввозятся машины, нефть, уголь, металлоизделия, удобрения, текстиль, зерно, продовольствие. Из порта Бейра вывозятся медная, цинковая, хромовая руды, асбест, сельскохозяйственная продукция, ввоз примерно тот же, что и в порту Мапуту. Третий порт Мозамбика, Напала, имеет грузооборот 2 млн т. В этих трех портовых городах Мозамбика сосредоточены предприятия обрабатывающих отраслей — здесь выпускается 85% всей продукции в стоимостном выражении. В Мапуту находятся металлообрабатывающий завод, фабрика сельскохозяйственного инвентаря и алюминиевых изделий, предприятия по сборке автомобильных двигателей, вагонов, велосипедов, заводы по переработке импортной нефти и удобрений. В этих городах расположены цементные заводы, в Бейре — текстильные фабрики, в Мапуту и Бейре — заводы по переработке орехов кешью, здесь же располагаются основные предприятия пищевой промышленности. Следует отметить еще один небольшой порт — Мозамбик, который имеет значение как туристский город.

В Танзании хозяйственное значение имеют два приморских города-порта — Дар-эс-Салам и Танга. В первом грузооборот 4 млн т, во втором — всего 0,5 млн т. Дар-эс-Салам — основной политический и хозяйственный центр страны. Здесь размещены нефтеперерабатывающий, цементный, автосборочный заводы и текстильные фабрики — в Дар-эс-Саламе сосредоточено 60% производственных мощностей всех заводов и фабрик Танзании.

Единственный крупный порт Кении, Момбаса, имеет грузооборот 6 млн т. Вывозятся

сельскохозяйственная продукция, каучук, сода, нефтепродукты, цемент. Ввозятся машины, оборудование, металлы, химикаты, стройматериалы, нефть, уголь, продовольствие. В Момбасе имеются предприятия химической, нефтеперерабатывающей, сталепрокатной, судостроительной и цементной промышленности.

Использование морских ресурсов в Сомали пока еще находится на невысоком уровне. Хотя местные рыболовные промыслы довольно развиты, они все же не вносят существенного вклада в экономику страны. Эта отрасль народного хозяйства дает менее 1% валового национального продукта. Экспорт консервированного тунца, приносящий 500 тыс. долл. в неблагоприятные годы и 1 млн долл. в благоприятные годы, никогда во внешней торговле страны не составлял более 3%. Внутри страны рыбы потребляется мало. Для местного потребления из морской воды добывается соль путем выпаривания.

В Сомали главные приморские города — порты Могадишо и Марка, в обоих обработка судов производится лихтерами. Вывозится сельскохозяйственная продукция, ввозятся машины, промтовары, удобрения. Промышленность представлена кожевенными, текстильными и пищевыми предприятиями.

На Мадагаскаре основное значение имеют порты Туамасина (Таматаво) на восточном побережье с грузооборотом 2 млн т, Махадзанга на северо-западе с грузооборотом 0,4 млн т и Анцеранана (Диего-Суарес) на севере страны с грузооборотом 0,7 млн т. Вывозятся сельскохозяйственные продукты, товары широкого потребления, графит, слюды. Ввозятся продовольствие, текстиль, цемент, оборудование, машины, нефть. В Туамасине развита металлообрабатывающая и нефтеперерабатывающая промышленность, в Анцеранане — пищевая, судоремонтная. Ведется добыча золота и соли [Индийский океан. 1983].

Берега Южной и Юго-Восточной Африки (от м. Игольного до порта Дурбан)

Побережье Южной Африки от м. Игольного до Южного Мозамбика (2000 км) представляет собой береговую равнину (от 8 до 64 км шир.), которая значительно расчленена врезанными в нее многочисленными речными долинами. В наиболее широкой части равнины в Южном Мозамбике поверхность ее сложена рыхлыми песками, которые в ряде районов слагают цепи прибрежных дюн, фиксирующих древние береговые линии, возникшие в период регрессии океана. Л. Кинг [*King*. 1972] считает, что возраст прибрежной равнины плиоценовый, а осадки, ее слагающие, отложились в период крупной плиоценовой трансгрессии. В период последовавшей затем регрессии произошел частичный размыв прибрежной равнины и переотложение осадочного материала под влиянием береговых процессов и эоловой деятельности. В четвертичное время равнина подвергалась новым наступлениям морских вод, которые, однако, имели меньшие масштабы.

М. Игольный — южная оконечность Африки — представляет собой скалистый берег, который протягивается и восточнее мыса на несколько километров. Рифы опоясывают низменные абразионные берега на расстоянии нескольких сот метров. Низкие берега в районе м. Игольного активно размываются в настоящее время. Здесь отмечаются остатки древних пляжей (бич-рок), располагающиеся в пределах приливной зоны. По определениям абсолютного возраста (C^{14}), они были образованы 25 860$\pm^{1040}_{1190}$ и 25 430$\pm^{1050}_{1210}$ лет назад [*Siesser*. 1974]. Здесь же в пределах шельфа расположена одноименная отмель, глубины над которой составляют менее 20 м, — банка Агульяс, которая сложена песчано-ракушечным материалом.

Далее на северо-восток от м. Игольного, на протяжении около 100 км, берега бухт Стрейс и Маркес окаймлены широкими пляжами, в тыльной части которых развиты высокие (до 45 м) береговые дюны, наследовавшие, по всей вероятности, древние береговые валы, слагающие обширную аккумулятивную равнину этого района. Дюны, расположенные непосредственно у берега, перевеваются ветром, а те, которые находятся на большом отдалении, закреплены растительностью. Дюны возникли в период регрессий океана, и между ними образовались лагуны, которые в период максимума регрессий осваивались речными долинами. В период трансгрессий междюнные понижения оказывались затопленными и вновь превращались в озера и марши. Таким образом, в послеледниковое время возникли озера Уилдерниисс, которые окончательно оформились в период фландр-

ской голоценовой трансгрессии, о чем свидетельствует возраст осадков, слагающих марши, — 6870±160 лет назад [*Martin*. 1962]. Вдоль берега в океане на расстоянии около 4 км от уреза отмечается цепь скалистых подводных рифов, которые представляют собой реликты древних плейстоценовых дюн, сцементированных карбонатом кальция. Абразионный берег появляется вновь только у бухты Сан-Себастьян, где к урезу подходят отроги горной цепи. Собственно бухта Сан-Себастьян также имеет абразионные берега, а в юго-западной ее части расположен глубокий эстуарий р. Брей. Вдоль берега бухты Сан-Себастьян протягивается цепь холмов высотой до 74 м, которые являются древними частично сцементированными дюнами. Ближе к м. Вакка, особенно вблизи устьев рек, отмечаются пляжи, сложенные песчано-галечным материалом. М. Вакка также окаймлен галечными пляжами, созданными в результате размыва древних галечников, слагающих холмы, склоны которых подходят к урезу.

Далее на восток от м. Вакка берег в основном аккумулятивный, окаймленный широкими песчаными пляжами и только в некоторых случаях прерывается редкими и относительно короткими абразионными участками, которые приурочены в основном к повышенным участкам мысов. В районе порта Книсна и залива Плиттенберг в основном протягиваются абразионные берега с редкими и узкими песчаными пляжами.

На песчаном побережье залива Плиттенберг расположен крупный лагунно-барьерный комплекс, опирающийся на коренные мысы. Основное влияние оказывают юго-западные волны, испытывающие рефракцию близ м. Сил и определяющие типичные для таких заливов очертания береговой линии. Хотя рефракция несколько ослабляет энергию волнения, все же в заливе развиваются волны до 3—5 м высотой. С волнением этого направления связано развитие вдольберегового перемещения наносов к северу. В лагуну за песчаным баром впадают две реки, воды которых прорываются к морю через узкую протоку. Во время прилива (максимальная величина 1,6 м) по протоке в лагуну со стороны моря поступает основное количество осадков ($1,5 \times 10^4$ м^3/год). Реки поставляют лишь 10% от общего объема поступающего сюда материала. Развитие протоки и осадконакопление в ней определяются взаимодействием волн, приливов и речного стока. Сравнение старых карт (начиная с конца XVIII в.) показало, что протока имеет долговременную тенденцию к смещению в южном направлении, т. е. против действующего вдольберегового транспорта наносов. Этот редкий в природе случай происходит за счет аккумуляции песка с подветренной и размыва бара с наветренной стороны морского устья протоки. На абразионных участках размыву подвергаются красноцветные песчано-галечные отложения, вдоль берега на шельфе отмечаются подводные и надводные рифы, сложенные этими же осадками. Берега залива Сент-Франсис в основном аккумулятивные, окаймленные песчаными пляжами, за которыми со стороны суши протягиваются древние дюны. Ближе к м. Ресифи вновь преобладают абразионные процессы, которые обусловили появление клифов на берегу и надводных и подводных скал на подводном склоне. Собственно мыс Ресифи представляет собой оконечность низкого песчаного полуострова, на котором кое-где поднимаются песчаные дюны высотой до 43 м. Со стороны моря м. Ресифи окаймлен рифами и отмелями. Берега залива Алгоа аккумулятивные, с песчаными пляжами, вдоль которых протягиваются цепи перевеваемых дюн высотой до 142 м. В сторону берега цепи дюн, но уже задернованных, прослеживаются примерно на 3 км. Бухту Алгоа обрамляют террасовидные плато, сложенные морскими кайнозойскими отложениями. А. Руддок [*Ruddock*. 1968] считает, что все террасы в этом районе образованы в период двух кайнозойских трансгрессий. В результате сформированы террасы на высотах 107, 91, 84, 64, 58, 52, 24—30, 18 и 6 м. Указанный автор считает, что все террасы высотой до 84 м имеют четвертичный возраст, что подтверждается, в частности, археологическими находками.

Берега от залива Алгоа до м. Санта-Лучия, расположенного в 200 км северо-восточнее порта Дурбан, холмистые и однообразные, в большей своей части обрывисты, клифы выработаны в песчаниках и песках древних дюнных образований, окаймляющих берег со стороны суши. Древние дюны прорезаны многочисленными долинами мелких рек, текущих в глубоких каньонах и выносящих к

урезу песчаный аллювий. Размыв песчаных отложений и вынос аллювия создают условия для формирования коротких пляжей, большая часть которых приурочена к устьям рек и заливам. Берега изрезаны чрезвычайно слабо. На всем протяжении берега от Зululенда и по крайней мере до Порт-Эдуарда прослеживается серия древних береговых линий на высотах 155, 110, 82, 73, 60, 48, 38, 30, 18, 9, 6, 3,5, 1,5 м. В осадках многих этих террас обнаружены остатки орудий человека. По мнению О. Дэвиса [*Davies*. 1970], 60-метровый уровень может быть сопоставлен с кромерским межледниковьем, 9-метровый — с эмским межледниковьем, 6-метровый — с паудорфским интерстадиалом, а 3,5- и 1,5-метровые — с голоценом.

Порт Дурбан располагается в одноименном заливе, который в середине XIX в. представлял собой лагуну, куда впадало несколько рек. Вход в залив был перегорожен песчаным баром, прорезанным каналом, который периодически заносился песком. Позднее были построены буны, которые перегородили путь вдольбереговому потоку наносов в северном направлении. В результате этого вдольбереговое течение отклонилось от берега, и в настоящее время отложение рыхлого материала происходит на больших глубинах. В то же время с подветренной стороны участка берега, защищенного бунами, происходит активный размыв берегов [*Naidoo*. 1972].

Севернее порта Дурбан продолжается тот же тип выровненного абразионно-аккумулятивного берега, но в отличие от более южных участков он всюду окаймлен песчаными пляжами. Вблизи м. Санта-Лучия все реки блокированы аккумулятивными формами. Вдоль всего берега время от времени появляются подводные и надводные рифы.

Таким образом, на всем протяжении от м. Игольного до м. Санта-Лучия отмечается развитие абразионно-аккумулятивного процесса, причем в южной (от м. Игольного до бухты Сан-Себастьян) и северо-восточной (от порта Дурбан до м. Санта-Лучия) частях берега резко преобладают аккумулятивные процессы. Размыву подвергаются древние калькарениты, слагающие реликтовые дюны, протягивающиеся в несколько рядов вдоль берега океана. Перемещение материала вдоль берега, по данным Флемминга [*Flemming*. 1980], неустойчиво и направлено от Дурбана на юго-запад до порта Сент-Элизабет. В районе последнего отмечается уже встречное направление перемещения наносов. Севернее порта Дурбан характерны, по всей вероятности, разнонаправленные миграции наносов. Осадочный материал поставляется в береговую зону в результате флювиального выноса, абразии, биогенных процессов и продуктов аутигенного минералообразования на шельфе. По данным Флемминга, наиболее важным источником поступления наносов является флювиальный вынос и биогенная продуктивность. Другими словами, абразия берегов в этом районе невелика, и продукты абразии не играют существенной роли в динамике наносов. Нельзя не отметить широкое развитие кайнозойских и четвертичных террасовых уровней, прослеживающихся от уреза океана до высоты 100—150 м.

В пределах шельфа отмечается несколько древних литифицированных гряд, сложенных калькаренитами и представляющих собой затопленные древние береговые аккумулятивные формы, развитые на глубинах около 5, 10, 35, 45 и 70 м. Остатки этих древних дюнных образований слагают многочисленные надводные и подводные рифы, широко развитые вдоль всего отрезка берега. Не вызывает сомнения, что и надводный и подводный комплекс дюнных образований наследует древние береговые валы, слагавшие в свое время приморскую равнину. Главные события, приведшие к образованию комплекса дюнного рельефа, видимо, относятся ко времени послеледниковой регрессии Мирового океана, когда уровень океана находился на 100—120 м ниже современного.

Берега Юго-Восточной Африки (от порта Дурбан до порта Мозамбик)

Геоморфологически описываемый район начинается несколько севернее порта Дурбан, у пос. Мтунзини. Именно здесь начинается обширная низменная морская равнина, охватывающая Зулуленд и большую часть прибрежной равнины Мозамбика. На всем протяжении этого района берега океана низменные, большей частью окаймленные пляжами с широким развитием мангровых зарослей. Берега в значительной степени изрезаны многочисленными бухтами, заливами и

эстуариями, куда впадают мелкие реки. Перед устьями рек расположено много островов — реликтовых баров, покрытых, как и берега устьев, мангровыми зарослями. Вдоль берега в океане изредка встречаются подводные и надводные рифы, причем их роль в строении берега возрастает в северном направлении.

Со стороны суши вдоль берега протягиваются серии песчаных гряд, частично сцементированных, частично перевеваемых. В прибрежной части за грядами располагаются озера, которые являются реликтами древних лагун. Как правило, прибрежные гряды лишены растительности, которая появляется на аналогичных образованиях по мере продвижения в глубь суши.

По данным Д. Хобдея [*Hobday*. 1979], фундамент всей береговой равнины Мозамбика сложен меловыми породами, которые перекрыты относительно маломощным и прерывистым покровом мелководных прибрежно-морских осадков третичного возраста и осадками тех же фаций плейстоцена. Третичные отложения венчаются калькаренитовой формацией, которая представляет собой толщу известковых морских песков, аккумулировавшихся на берегу в результате регрессии океана и затем, в субаэральных условиях, перевеянных.

На поверхности третичных отложений залегают плейстоценовые и — у самого берега океана — голоценовые образования. На обширной прибрежной низменности Мозамбика прослеживаются по крайней мере три серии дюнных гряд различного возраста. Самые древние расположены примерно в 100 км от берега, имеют меридиональную ориентировку и относительную высоту порядка 60—70 м. Реликтовые дюнные массивы сложены главным образом красными или желтоватыми песками. В их основании, как правило, отмечается толща валунно-галечного горизонта, состоящего главным образом из кварцитов. Серии дюн четко приурочены к определенной высоте: основание самых древних дюн к высоте 95 м над ур. м., более молодые — к высоте 75—60 м. Западнее, на равнинной поверхности в пределах высот 5—30 м над ур. м., располагается еще один дюнный массив, в котором над галечным основанием залегают хорошо сортированные красные пески, перекрытые толщей лёссов. Каждая серия дюн фиксирует определенный уровень моря плейстоценового времени.

Следует отметить, что по направлению к океану дюнные гряды выше и круче, менее эродированы и менее задернованы. Западная серия дюн имеет хорошо развитый почвенный покров. О. Дэвис и Д. Хобдей считают, что самые древние дюны имеют раннеплейстоценовый возраст, а более молодые — позднеплейстоценовый.

Самые молодые прибрежные дюны являются самыми высокими не только в этом районе, но и в мире, ибо достигают 200 м. Сложены дюны в основном кварцевыми песками средней зернистости и хорошей сортировки. Происхождение дюнных песков связано с осцилляциями уровня моря, генетически это перевеянные морские осадки. Морской склон прибрежных дюн часто бронирован литифицированной толщей, которая достигает 25 м высоты над ур. м. и опускается ниже современного уреза.

Дюнные массивы на побережье располагаются на поверхности морских террас, имеющих высоты 8, 4,5—5 и 1,5 м. Эти террасы, по мнению Д. Хобдея, имеют позднеплейстоценовый возраст, а современный подводный береговой склон выработан за голоценовое время.

В прибрежной части наряду с вышеописанными отложениями развиты также коралловые известняки, возраст которых по радиометрическим определениям 50 тыс. лет. Максимальное распространение коралловых известняков до 3,5 м над современным уровнем океана свидетельствует об относительно недавнем возникновении условий для развития кораллов.

В пределах подводного склона отмечается развитие затопленных серий дюнных гряд, которые фиксировали древние береговые линии при регрессии океана. Эти гряды развиты на глубинах 11, 18, 36, 47, 70, 80 и 95 м. Некоторые из указанных гряд отмечались ранее и южнее. Следует отметить, что, несмотря на преобладание аккумулятивных берегов, в Мозамбике определенную роль играют абразионные процессы, которые превалируют на открытых и приглубых берегах. Так, между устьем р. Сави и м. Софала происходит размыв берегов, сложенных аллювиально-делювиальными слабосцементированными осадками со средней скоростью 2 м в

Остров и порт Мозамбик

год при максимальных размывах до 11 м в год, а тяжелые глины, слагающие бенч, размываются со скоростью 0,06 м в год.

Несколько слов следует сказать о самом южном острове описываемого района — о. Иньяка. Он сложен с поверхности четвертичными и современными эоловыми песками и был сравнительно недавно отделен от материка в ходе послеледниковой трансгрессии. Два наиболее крупных коралловых рифа располагаются на западной и южной сторонах острова, защищенных от мощного волнового воздействия. Южный риф — лагунный окаймляющий, он начал развиваться после отделения острова от материка. Первоначально коралловый комплекс формировался на мягком субстрате, затем возникли условия (по всей вероятности, позднеледниковая регрессия океана), способствовавшие отмиранию рифа, а затем (в период голоценовой трансгрессии) на отмерших кораллах стал развиваться новый коралловый риф [*Salm*. 1976].

Таким образом, анализируя изложенный материал, можно констатировать следующее. Во-первых, в течение всего четвертичного времени область отличается устойчивой аккумуляцией материала. Во-вторых, все серии дюнных гряд приурочены к древним береговым линиям, которых было по крайней мере три выше уровня океана и семь — ниже уровня. Следовательно, современные и древние дюнные гряды являются генетически перевеянными береговыми валами, которые слагали береговые аккумулятивные формы. Меридиональная ориентировка древних и современных форм, отсутствие связи с коренными берегами, откуда мог поступать материал абразии, и своеобразные плановые очертания дюнных массивов убеждают в том, что мы имеем дело с унаследованным процессом образования береговых аккумулятивных форм типа баров, созданных в результате выброса наносов со дна океана к урезу. Унаследованность подобных форм рельефа имеет структурное значение, а анализ береговых баров позволяет установить на территории низменности погребенные положительные структуры.

Берега Восточной Африки (от порта Мозамбик до порта Малинди)

Участок берега от порта Мозамбик до Занзибарского пролива отличается от ранее описанных берегов Мозамбика более узкой прибрежной равниной и большим развитием коралловых рифов. На протяжении около 900 км берега описываемого участка низкие, большей частью песчаные и окаймлены пляжами, широко развиты мангровые заросли, приуроченные в основном к прибрежным болотам и особенно устьям многочисленных рек. Изрезанность берегов относительно слабая и обусловлена в основном устьями рек и коралловыми рифами. Берег почти на всем протяжении окаймлен коралловыми рифами, близ берега они часто осыхают во время отлива, нередки также осыхающие аккумулятивные отмели, примыкающие к низменным берегам. На коралловых рифах часто образуются низкие коралловые острова, такие, как о-ва Киримба, цепочкой протягивающиеся вдоль берега. Абразионные берега отмечаются на крайне ограниченных участках протяжением от 15 до 3 км. Такие берега встречаются только в районах от м. Когуне до м. Саид-Али (15 км) и северо-западного берега бухты Мосимбуа-да-Прая (3 км). Непосредственно к урезу примыкает низкая 5-метровая морская терраса, на поверхности которой в некоторых местах на разном удалении от моря располагаются цепи песчаных гряд высотой до 60 м.

Крупным островом описываемого района

является Мафия, поверхность которого представляет собой террасу высотой 20—30 м, сложенную коралловыми известняками, над которой возвышаются холмы и гряды высотой до 52 м. Берега острова, почти на всем протяжении аккумулятивные, окаймлены или пляжами, или мангровыми зарослями и со всех сторон опоясаны частично осыхающим в отлив коралловым рифом.

Участок берега от Занзибарского пролива до порта Момбаса протяженностью около 300 км отличается от предыдущего тем, что здесь большее значение имеют абразионные берега, но при явном преобладании аккумулятивного типа берега. Размыву подвергаются в основном мысы, сложенные большей частью коралловым известняком. Высота клифов, выработанных в низкой прибрежной коралловой террасе, составляет 3—9 м. Активные абразионные процессы проявляются несмотря на то, что все участки размыва окаймлены коралловыми рифами, выступающими из-под воды во время отлива.

В районе Дар-эс-Салама и севернее его отмечаются древнечетвертичные поднятые рифы, развитые на высотах от 50—70 до 100—120 м, а также более молодые рифовые образования, прослеживающиеся на высотах от 6—7 до 10—12 м над ур. м. [*Battistini*. 1966]. По мнению Цилека [*Cilek*. 1971], две последние террасы имеют позднеплейстоценовый и голоценовый возраст. В настоящее время на этом участке берега протекают активные эрозионные и абразионные процессы, сопровождающиеся уничтожением мангровых лесов и формированием на их месте песчаных отмелей [*Cilek*. 1971]. В районе Танги помимо поздненеогеновой поверхности выравнивания, расположенной на высоте 60—130 м, отмечается еще по меньшей мере три морские террасы на высотах 41, 24 — 27 м (24 — 30 тыс. лет по C^{14}) и 6—3 м (голоценовая). На всех трех морских террасах чрезвычайно характерной формой рельефа являются древние береговые валы, особенно хорошо выраженные на молодых поверхностях [*Alexander*. 1969]. Кук [*Cooke*. 1974] считает, что морские террасы созданы в результате эвстатических колебаний уровня в четвертичное время, но в то же время Александер [*Alexander*. 1968] отмечает очевидные признаки тектонического коробления и перекоса террас, причем степень деформаций увеличивается от более молодых низких поверхностей к более древним высоким уровням.

В пределах описываемого участка имеются два крупных острова — Занзибар и Пемба. Поверхность о. Занзибар холмистая с наибольшей высотой холмов 134 м. Холмы образуют цепочку в виде гряд, которые протягиваются меридионально. Остров сложен коралловыми известняками неогенового и четвертичного возраста. Берега острова в основном низменные, песчаные, окаймленные пляжами, в болотистых бухтах мангровые, в некоторых местах обрывистые, абразионные, но размывающиеся берега незначительны по протяжению. Повсюду берега окаймлены коралловыми рифами. Берега о. Пемба мало отличаются от берегов о. Занзибар. Сам о. Пемба представляет собой морскую коралловую террасу высотой 5—10 м.

На описываемом участке побережья в пределах Танзании, по данным Ч. Вацлава [*Vaclav*. 1976], установлены месторождения тяжелых минералов, которые приурочены к современному пляжу, голоценовой террасе, более древним плейстоценовым террасам, а также к отложениям древнего бич-рока. Вацлав выделяет месторождения, связанные как с аккумулятивными, так и с абразионными берегами. Современные пляжи отличаются цикличным накоплением тяжелых минералов под действием штормовых волн.

Южнее Момбасы берега абразионные и представлены клифами, выработанными в коралловых известняках. В районе острова и порта Момбаса у побережья Кении окаймляющий риф достигает 1 км ширины. Почти на всем протяжении риф примыкает к абразионному уступу, выработанному в коралловых известняках, слагающих остров. В пределах последних выделяются три террасовые поверхности. Большую часть острова слагает терраса высотой 30 м, которую окаймляет по периметру острова вторая терраса, высотой 10—12 м. Самая молодая терраса, высотой 4—5 м, имеет фрагментарное распространение и сложена слабосцементированным песком, состоящим из мелких обломков кораллов. Вторая терраса сложена массивными известняками с большим количеством обломков и цельных створок раковин [*Леонтьев*. 1970].

Район Малинди делит побережье Кении на два участка. Южнее Малинди и соответ-

ственно севернее Момбасы на побережье развиты пересыхающие в сухое время года реки, нижнее течение которых подтоплено, в результате чего здесь развиты типичные риасовые берега. Доминирующим элементом рельефа на этом участке являются ископаемые и современные коралловые рифы. В древних рифовых образованиях наряду с клифами и абразионными уступами развиты реликтовые пляжи и дюны. Иногда пляжи защищаются широкой абразионной платформой или бич-роком. На современных абразионных берегах четко выражены ниши выщелачивания на уровне высокого прилива (3—3,4 м), а иногда обычные волноприбойные ниши со скоплением галечника у их основания. Скорость размыва коралловых известняков составляет 0,3—0,5 м/год. Подводный склон на абразионных и аккумулятивных участках представляет собой поверхность рифа, элементами рельефа которого являются: 1) начинающаяся от пляжа депрессия (boat-channel) шириной до 1,5 км и глубиной до 4 м, 2) коралловая платформа шириной до 700 м, выступающая над уровнем моря при отливе на 20—25 см, и 3) внешний склон рифа, погруженный в море на 8—14 м. Для описываемого побережья характерна большая роль твердого стока рек в период паводков. Твердый сток рек является одним из основных источников питания пляжей обломочным материалом, что, в частности, обусловило формирование севернее Малинди косы протяженностью около 30 км. Эта аккумулятивная форма создана преимущественно при вдольбереговом перемещении материала в северном направлении, однако в периоды действия северо-восточных муссонов нередки обратные подвижки наносов [*Bird, Guilcher*. 1982; *Mägdefrau*. 1975]. По материалам Л.-Э. Эса [*Ase*. 1978], современный берег находится в тектонически стабильном состоянии, что подтверждается историческими и археологическими данными. Однако в прошлом береговая линия испытывала неоднократные изменения.

В пределах береговой аллювиально-морской равнины, расширяющейся к северу в сторону рек Галана и Тана и подстилающейся коралловым известняком, прослеживается лестница молодых морских террас, которые группируются примерно в 8 уровней, четыре из них имеют эвстатическую природу [*Ase*. 1978]. Немногочисленные радиоуглеродные датировки показывают, что самые верхние уровни соответствуют раннему голоцену или позднему плейстоцену. По сопоставлению с соседними районами Танзании они имеют возраст 16 520±350 и 18 600 лет. Поэтому Эс делает вывод о том, что высотное положение этих террас имеет или тектоническую, или изостатическую природу. Это подтверждается также косвенными фактами, к которым относится разное высотное положение одних и тех же террас на Южнокенийском побережье (террасы ниже) и на Северокенийском (террасы выше), увеличение на юг мощности подстилающих коралловых известняков и абразионных процессов на берегах, преобладание на севере аккумулятивных берегов и присутствие нескольких генераций береговых дюн (возраст самой молодой 1000 лет). Более низкие террасы, ниже 10 м, по Эсу, имеют современный возраст, т. е. менее 3 тыс. лет, и больше связаны с колебаниями уровня океана (терраса выс. 9 м имеет возраст 1500 лет, а терраса выс. 1,5 м — 500 лет). Об этом, в частности, свидетельствует возраст серий береговых валов, которые показывают за последние 500 лет падение уровня океана на 30 см.

В то же время, по данным других авторов [*Battistini*. 1969; *Hari*. 1970], на Кенийском побережье хорошо выражена поздненеогеновая поверхность выравнивания — «матуга», расположенная на высоте 90—140 м над ур. м. Ниже отмечается несколько террасовых комплексов на высотах 45—70 м («чангамве») и 37—10 м («момбаса»). Террасы серии «момбаса» делятся на две группы, одна из которых располагается в интервале высот 15—37 м, а другая — на высоте 10 м. Низкая голоценовая терраса носит местное название «шелли-бич» и имеет высоту около 5 м. Террасы серий «чангамве» и «момбаса» перекрыты толщей красноцветных континентальных песков, имеющих возраст около 30 тыс. лет. Береговая линия на высотах 15—37 м представлена в рельефе реликтом единого окаймляющего рифа, который испытал некоторые тектонические деформации, сказавшиеся на его высотном положении. Возраст этого рифа неизвестен. На высоте 10 м береговые формы рельефа также представлены реликтовыми коралловыми рифами, пляжами, дюнами, но хуже сохранившимися. По мнению Р. Батти-

стини, эти рифы образовались во время короткой стабилизации уровня в период послеледниковой регрессии океана, т. е. в этом случае его мнение не расходится с вышеизложенными данными Эса.

Берега Северо-Восточной Африки (от порта Малинди до м. Гвардафуй)

Севернее Момбасы (примерно на 100 км) берег представлен абразионными участками, выработанными в коралловых известняках, чередующимися с песчаными пляжами, а далее до границы Кении с Сомали берега низменные, песчаные, часто изрезанные мелкими бухтами с широким развитием мангровых зарослей. Почти на всем протяжении берег защищен коралловыми рифами и песчаными отмелями. Вдоль берега протягиваются небольшие дюны, генетически являющиеся древними береговыми валами, а в пределах подводного склона отмечаются серии подводных валов.

На юге Сомали, от границы до устья р. Джуббы, вдоль берега протягиваются цепи однообразных песчаных гряд, высота которых достигает 30—100 м. На всем протяжении берег аккумулятивный, песчаный, окаймленный осыхающими в отлив песчаными отмелями или рифами. Только между о. Кивайу и м. Рас-Кьямбоюс на протяжении около 50 км и в дельте р. Джуббы берега окаймлены манграми. От о. Кивайу и бухты Кизимайо протягивается цепь о-вов Джубба, которых около 500. Эти острова расположены не более чем в 5 км от берега, все они небольшие, лишены растительности и необитаемы. Острова блокируют берег от воздействия океанских волн, чем и вызвано широкое развитие мангровой растительности на материковом берегу.

От дельты р. Джуббы до м. Гвардафуй берег исключительно ровный, не имеющий ни выдающихся в океан мысов, ни глубоко вдающихся бухт. Только в северной части побережья, там, где горные цепи близко подходят к берегу, имеется несколько выступающих в море мысов, самый крупный из которых — Рас-Хафун. Немногочисленные реки (вади), впадающие в океан, на длительное время пересыхают, и, следовательно, поступление аллювия в береговую зону крайне ограниченно.

Далее на север, от р. Джуббы до залива Негро, т. е. примерно на протяжении 1100 км, простирается низменный аккумулятивный берег с широким пляжем. Со стороны суши берег окаймлен сериями дюнных гряд, сложенных песком красного цвета, и только на отдельных отрезках побережья дюны приобретают белый цвет и имеют местное название «баад». В ряде мест на незначительном протяжении отмечаются абразионные участки с клифами, выработанными в коралловых известняках или в глинистых отложениях. Со стороны океана почти на всем протяжении аккумулятивные берега окаймлены песчаными отмелями, вдоль всего берега располагаются многочисленные рифы, подводные скалы, отстоящие от уреза на 1—2 км.

Севернее бухты Негро на 150 км берег абразионный, окаймлен утесами и скалами высотой до 150 м и является недоступным. На местном наречии этот берег называется «хазина», что означает «скалистый берег». Далее на север до п-ова Хафун на протяжении около 100 км характер берега существенно не меняется, но со стороны моря окаймлен скалами и отмелями. П-ов Хафун генетически является переймой, так как его скалистое ядро соединено с берегом 20-километровой аккумулятивной формой. Это образование, несомненно, связано с вдольбереговым перемещением наносов с юга на север. Севернее м. Хафун на протяжении 150 км вновь простирается низкий песчаный аккумулятивный берег с редкими реликтовыми лагунами, отчлененными современными и древними аккумулятивными формами. Собственно м. Гвардафуй и его 50-километровое обрамление с восточной и северо-восточной стороны представляет собой типичный абразионно-денудационный берег, обрамленный возвышенностями более 200 м высотой.

Таким образом, из анализа берегов Восточной Африки можно заключить, что берега океана до экватора и берега северного полушария резко отличаются. В южном полушарии широко развиты мелкобухтовые, преимущественно аккумулятивные и лагунные, берега с преобладанием мангров. Это обстоятельство в значительной степени зависит от широкого развития коралловых рифов вдоль берегов, а также от большого количества рек, впадающих в океан и выносящих значительные объемы наносов. Речные наносы, перераспределяясь вдоль берега, в дальней-

шем выбрасываются к урезу, наращивая пляжи. Коралловые рифы также служат источником материала, поступающего к берегу, но основная роль коралловых рифов состоит в том, что они деформируют океанские волны таким образом, что волна разворачивается по нормали к берегу и в результате осуществляется поперечное к урезу перемещение наносов.

В северном полушарии отмечается исключительная выровненность береговой линии, преобладание аккумулятивных процессов в береговой зоне, развитие дюнных гряд на побережье, а главное, заметно меньшее значение коралловых рифов в современной динамике берегов. Коралловые рифы здесь не сплошные, развиты только на отдельных участках, барьерных рифов вообще не отмечается. Все это способствует гораздо более активному волновому воздействию на берега, и, может быть, именно волновым воздействием, при почти полном отсутствии влияния аллювиального фактора объясняется исключительная выровненность берегов Восточной Африки в северном полушарии.

Берега о. Мадагаскар

Южный берег Мадагаскара. Общее протяжение южного берега Мадагаскара от устья р. Илинта до м. Итаперина 280 км. Самой южной оконечностью о. Мадагаскар является м. Сент-Мари. От м. Андриаману берег низкий, песчаный и ровный, обрамленный песчаными пляжами. Кое-где близ береговой черты возвышаются дюны и холмы. На участке от м. Сент-Мари до устья р. Мандраре берег приобретает другой облик и становится скалистым с отвесными клифами. Восточнее устья р. Мандраре берег вновь приобретает черты аккумулятивного, который в районе порта Форт-Дофин становится опять абразионным. Общая морфологическая ситуация на берегу свидетельствует о перемещении наносов вдоль берега в восточном направлении. Об этом, в частности, говорит распределение выносов рек на берегу, которые концентрируются восточнее устьев. Берега южной части острова местами обрамлены подводными скалами и коралловыми рифами. Восточнее м. Сент-Мари, на расстоянии 3 км от берега, протягивается подводный барьерный коралловый риф. Особенно большое значение приобретают коралловые рифы в районе порта Форт-Дофин.

На южном берегу Мадагаскара Баттистини выделяется совокупность разновозрастных дюн, образующих вал, сложенный песками красного цвета. Изучение отложений дюнного комплекса и следов размыва на древних разновозрастных дюнах указывает на трехкратное колебание уровня океана, соответствующее этапам трансгрессий и регрессий [*Battistini*. 1965]. В районе Левануну на морских песчанистых известняках с ископаемыми, характерными для каримболийской фазы трансгрессии, залегает толща континентальных предгорных отложений мощностью 15—20 м. Возраст этих отложений более 32 600 лет, что позволило Р. Баттистини определить возраст каримболийской трансгрессии одновременным с первым вюрмским межстадиалом, т. е. 70—90 тыс. лет [*Battistini*. 1966].

Берега Восточного и Северо-Восточного Мадагаскара. Восточный берег о. Мадагаскар (от порта Тауланару до м. Амбр) сравнительно ровный и однообразный, во многих местах низкий и заболоченный, иногда встречаются дюны. Выровненность берега, обусловленная меридиональными разломами, нарушается двумя крупными бухтами — Антонжиль и Диего-Суарес (Анцеринана), которые находятся в северной части острова. У берегов расположен только один относительно крупный о. Сент-Мари. Постоянные юго-восточные пассаты, штормы Индийского океана, высокие средние скорости ветра и циклоны, действующие с декабря по март, — все это в совокупности обусловливает сильное волновое воздействие у восточного берега острова.

От порта Тауланару до бухты Антонжиль, т. е. почти на протяжении тысячи километров, развиты преимущественно низменные берега, местами болотистые, покрытые манграми, в приурезовой части развита низкая аккумулятивная терраса. Только в 20—30 км от берега океана возвышаются предгорья, которые в ряде мест быстро сменяются горными цепями. Довольно часто близ уреза океана встречаются песчаные бары, вытянутые параллельно береговой линии и от города Фарафангана до крупнейшего порта Мадагаскара — Таматаве, т. е. на протяжении 540 км, отчленяющие вытянутые вдоль берега лагуны, которые используются для каботажного

плавания. Вдоль берега часто протягиваются песчаные пляжи. Все это говорит о том, что здесь преобладало и преобладает в настоящее время поперечное перемещение наносов, т. е. выброс их со дна к урезу.

Как обычно, на окончаниях вытянутых вдоль берега баров значительную роль играет вдольбереговое перемещение наносов, о чем свидетельствует существование м. Пуэнт-а-Ларре, который является типичной переймой, или томболо, выросшей в «волновой» тени к о. Нуси-Бураха (Сент-Мари). О преобладающем перемещении наносов с юга говорит факт широкого развития илистых осадков севернее м. Пуэнт-а-Ларре. В северной части описываемого района располагается низменный о. Нуси-Бураха, по всей вероятности, кораллового происхождения. Со стороны океана остров окаймлен в настоящее время широкой полосой осыхающих в отлив коралловых рифов, а с западной отделен узким проливом от м. Пуэнт-а-Ларре. Упомянутый мыс — низменный аккумулятивный, от его оконечности к востоку протягивается песчаная отмель.

От бухты Антонжиль до бухты Диего-Суарес и самого северного м. Амбр берег становится более высоким и обрывистым, окаймленным местами коралловыми рифами, находящимися от уреза на расстоянии до 3 км. Высокие и размывающиеся берега приурочены к участкам, где близко подходят предгорья, но все же преобладают низменные аккумулятивные берега, которые, особенно в приустьевых частях, покрыты мангровыми зарослями. Устья рек, как правило, приурочены к небольшим заливам, заболочены и окаймлены мангровой растительностью.

Вдоль восточного берега острова прослеживается по крайней мере две морские террасы. Между городами Фульпуэнт и Махануру на протяжении около 300 км аккумулятивные формы представлены современными береговыми валами и двумя аккумулятивными террасами, также сложенными древними береговыми валами высотой до 9 м. На более высокой террасе эти образования выражены в рельефе гораздо хуже [*Kilian*. 1969]. Р. Баттистини указывает на две датировки кораллов, взятых в районе города Фенериве на отметках 1—1,5 и 0,7—1 м над ур. м. Возраст этих кораллов соответственно 3740±90 и 2930±90 лет, т. е. эти датировки

Каолинитовые коры выветривания на северном побережье острова Мадагаскар

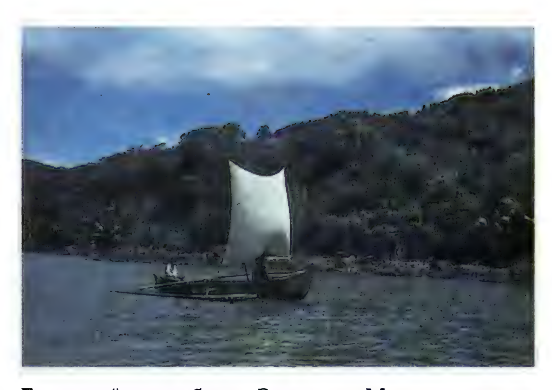
Характерные для тропического пояса красноцветные коры выветривания сформировались на острове Мадагаскар

подтверждают существование на Мадагаскаре более высокого уровня моря за последние 4 тыс. лет [*Battistini*. 1970]. Возраст более высокой террасы не определен, но можно предполагать, что он соответствует каримболийской трансгрессии.

На юго-восточных берегах острова, в районе Манандзари и особенно у Манакары, между Тауланару и Фарафанганой, параллельно берегу простираются подводные прямолинейные гряды песчаников, параллельных друг другу. Р. Баттистини считает, что эти гряды генетически являются реликтами древних береговых валов, образовавшихся в период регрессии, последовавшей за максимумом каримболийской трансгрессии [*Battistini*. 1971]. Такие же образования прослеживаются и на юго-западном берегу острова, к югу от Мурундавы, между устьями рек Мангуки и Махариву.

Берег в районе мыса Сант-Андре, окаймленный низкой террасой

Побережье Северо-Западного Мадагаскара образовано вулканическими горами



Береговой склон бухты Западного Мадагаскара

Севернее м. Мурумуни, до м. Амбр (северной оконечности Мадагаскара), берега становятся более высокими и почти всюду окаймлены склонами прибрежных гор. На всем протяжении берег изрезан бухтами, в которые впадают реки, и всюду сопровождается коралловыми рифами. Аккумулятивные берега на этом участке редки и развиты преимущественно только в вершинах бухт. Здесь же широко представлены мангры.

На севере острова известны три системы древних и современных дюн, которые морфологически и по степени эволюции развитых на них почв сопоставляются Р. Баттистини [*Battistini*. 1965] с дюнами крайнего юга Мадагаскара. Эти дюны соответствуют береговым линиям тацимийской, каримболийской и фландрской террас. Здесь же, на севере острова, известны и поднятые коралловые рифы, которые можно увязать с теми же трансгрессиями. Частичное несовпадение высотного положения рифов объясняется тектоническими причинами, вызывающими неравномерное поднятие — от 16 до 25 м на разных участках Северного Мадагаскара.

Западный берег Мадагаскара. Вдоль него от южного м. Андриаману и на расстоянии 1,5 тыс. км до м. Амбр почти всюду протягивается обширная прибрежная низменность. Берега, как правило, низкие, аккумулятивные, сложенные песком, окаймленные пляжами и коралловыми рифами, с большим количеством мангровых зарослей, приуроченных в основном к устьям рек. Сильные и частые южные волнения определяют движение наносов вдоль берега на север. Западный берег густо расчленен речными долинами. Наиболее многоводные реки — это Унилахи, Мангуки, Цирибихина, Махавави, Бецибука, Махадзамба, поставляющие большое количество аллювия в береговую зону. Местами вдоль береговой линии протягиваются песчаные дюны — реликты древних аккумулятивных форм, отчленяющие лагуны. Особенно много подобных песчаных гряд на юго-западном побережье.

Достаточно хорошо изучен средний участок западного берега от м. Сент-Андре до Майнтирану (220 км). Здесь развит низкий песчаный берег с обширными площадями мангров, рельеф этого берега подвержен быстрым изменениям, особенно прибрежных аккумулятивных форм. Это связано со значительным объемом твердого стока рек, а также воздействием сильного волнения, определяющего вдольбереговое перемещение наносов с юга на север. В пределах побережья здесь развиты реликтовые дюны, сложенные красными песками. Эти дюны возникли в период регрессивной стадии самой древней, тацимийской трансгрессии. Тогда были выработаны абразионные обрывы и крупные комплексы вдольбереговых баров, сложенных серыми и охристыми песками, впоследствии сцементированными. В период фландрской

трансгрессии, уровень которой в некоторых случаях достиг древних береговых форм каримболийского времени, был создан примерно такой же комплекс береговых форм и «омоложены» более древние.

В настоящее время за современным комплексом береговых баров простирается обширная область мангров, границы которых изменчивы из-за колебаний твердого стока рек [*Battistini et al.* 1970]. Примерно в этом же районе, у берега в океане, расположен архипелаг Баррен, состоящий из 7 мелких островов и большого количества затопляемых коралловых банок. Острова расположены на коралловой платформе с глубинами 10—35 м, вдоль внешнего края которой протягивается барьерный риф с о-вами Андрутра, Нуси, Дундуси, Мангили, Нуси-Лава. О-ва Баррен — аккумулятивные песчаные образования, находящиеся на разных стадиях эволюции.

В районе города Тулиара проведены детальные исследования коралловых рифов. Большой риф длиной 18 км, отделяющий лагуну залива Тулиара, состоит из нескольких элементарных рифов, которые первоначально были изолированы друг от друга. В дальнейшем они под воздействием волн стали размываться с наветренной стороны и надстраиваться с подветренной за счет аккумуляции органогенного материала. Постепенное изменение направления преобладающих ветров и волнений вызвало смещение аккумулятивных частей островов. Изменение гидрометеорологических условий происходило в течение большей части плейстоцена, что подтверждается также морфологией четырех генераций дюн на берегу [*Weydert.* 1977].

Анализ расположения и морфологии коралловых построек в заливе Тулиара позволил установить их зависимость от древнего субаэрального рельефа, на котором воздвигнуты эти сооружения. Первая генерация коралловых рифов возникла в раннечетвертичное (тацимийское) время. Она обнаруживает тесную связь с рисунком гидрографической сети того времени. Последующие две генерации рифов имеют гораздо меньшую связь с древней гидрографической сетью. В настоящее время в заливе Тулиара выделяется четыре типа рельефа: 1) внешний (барьерный) риф; 2) зона, отделяющая внешний риф от берега; 3) внутренний риф, в котором прослеживаются передовая его часть, небольшие скопления обломочного материала, сменяющиеся более крупными аккумулятивными образованиями, и песчаные и рифовые отмели; 4) образования, связанные с мангровыми зарослями. Внешний риф образовался в период тацимийской трансгрессии, внутренний — каримболийской, а рифовые отмели соответствуют максимуму фландрской трансгрессии. Р. Баттистини определил возраст отмерших кораллов в районе Итамполо на юго-западном побережье Мадагаскара, которые располагались на 50—60 см выше уровня океана, обеспечивающего жизнедеятельность кораллов. Этот возраст равен 860±100 лет (по C^{14}), что свидетельствует о понижении уровня океана за этот период на 50—60 см [*Battistini.* 1964].

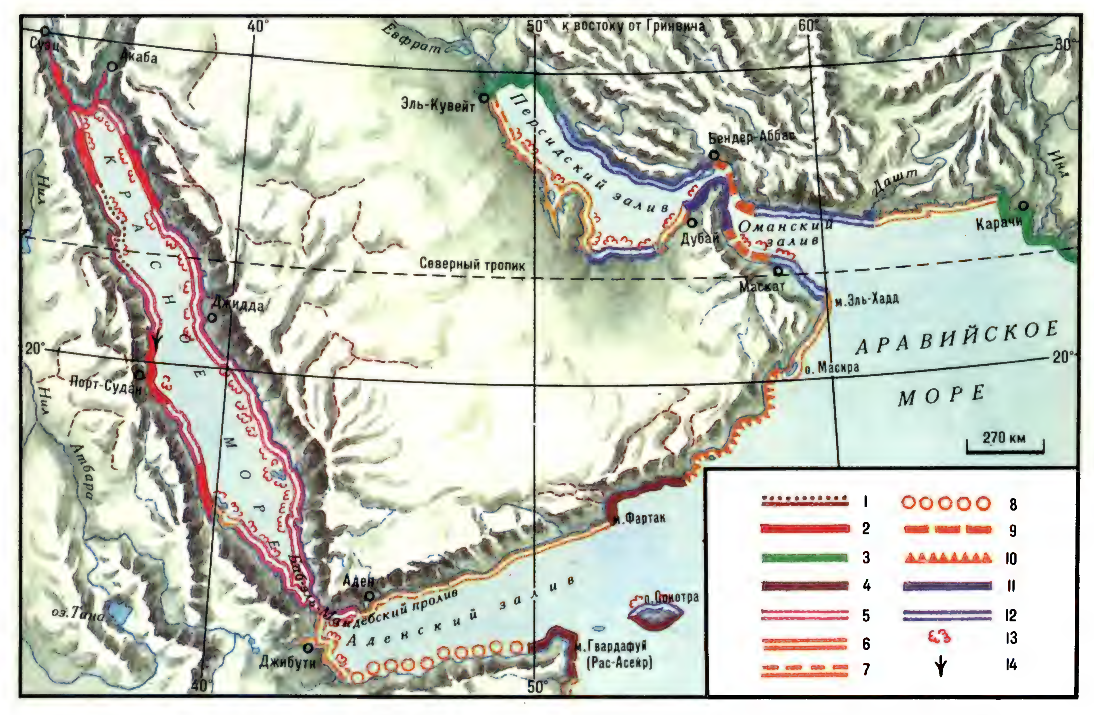
Таким образом, можно констатировать, что берега о. Мадагаскар представлены в основном аккумулятивным типом, а размыв отмечается только на северной оконечности острова.

Раздел 3
БЕРЕГА КРАСНОГО МОРЯ, АДЕНСКОГО, ОМАНСКОГО, ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВОВ И АРАВИЙСКОГО МОРЯ ДО ДЕЛЬТЫ ИНДА ВКЛЮЧИТЕЛЬНО

Общие сведения о регионе

Красное море протягивается от узкого Баб-эль-Мандебского пролива в северо-северо-западном направлении на 2000 км, изменяясь по ширине от 150 до 300 км и достигая глубины свыше 2300 м в центральной части. Красное море занимает сложную рифтовую систему между Африканской и Аравийской плитами, чье разделение началось в среднемезозойское время, но скорость расхождения материковых плит увеличилась со среднетретичного времени. С прекращением связи со Средиземным морем в начале четвертичного периода и эвстатическими и тектоническими изменениями, проявившимися в Баб-эль-Мандебском проливе, глубина порога которого на 125 м ниже ур. м., Красное море становится изолированным бассейном и благодаря интенсивному испарению сильно уменьшается в объеме. Все это значительно повлияло на морфологию и экологию береговой зоны.

Ограниченные разломами докембрийские породы распространены вблизи берега, и изрезанные эрозией горные склоны круто падают к узкой полосе прибрежной равнины, сложенной неогеновыми и четвертичными



Типы берегов Красного моря, Аденского, Оманского и Персидского заливов. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами, мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые); II. Первично ровные берега: 2 — сбросовые. **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием иеволиовых процессов.** III. Потамогенные берега: 3 — дельтовые; IV — 4 — Абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** V. Выравнивающиеся берега: 5 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VI. Выровненные берега: 6 — абразионно-аккумулятивные, 7 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 8 — аккумулятивные (пляжевые), 9 — аллювиально-морских равнин, 10 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой); VII. Вторично расчлененные берега: 11 — абразионно-бухтовые, 12 — абразионно-аккумулятивные бухтовые. 13 — Отдельные коралловые рифы и коралловые острова. 14 — Мангры

Штормовой вал, отделяющий небольшой лиман от акватории Аденского залива. Северный берег острова Сокотра. Город Хадибо

Ландшафт тропической полупустыни с бутылочными деревьями и древовидными молочаями на берегу Аденского залива. Остров Сокотра

береговыми осадками. Северное побережье Красного моря наиболее четко отражает влияние разломов на конфигурацию берегов: узкий, 10—25-километровой ширины залив Акаба, приразломные борта которого круто спускаются к глубинам свыше 1800 м, и Суэцкий залив, где образование грабенов в позднем олигоцене привело к опусканию дна и аккумуляции больших мощностей миоценовых эвапоритов [The Encyclopedia... 1982]. Южнее м. Рас-Банас строение берегов и шельфа Красного моря более сложное. Широкие, осложненные рифовыми постройками шельфы ступенями спускаются к «Центральному трогу» — узкой впадине глубиной более 2000 м.

Африканское побережье Красного моря характеризуется несколькими поднятыми коралловыми рифами верхнечетвертичного возраста мощностью до 10 м и более 1000 м шириной. Древние рифы подняты до 50 м над ур. м. Современный рост площади рифов перед ныне сухими раннеголоценовыми флювиальными дельтами достигает нескольких сантиметров в год [The Encyclopedia... 1982]. Возраст рифовых образований не древнее 10—14 тыс. лет. Исследования показали, что имеется тесная связь современных коралловых построек с особенностями доголоценового эрозионного рельефа, который сформировался в период последнего оледенения при снижении уровня моря до отметок 120—130 м, т. е. до порога Баб-эль-Мандебского пролива. В этот период море превратилось в очень соленое озеро, и в этих условиях развитие кораллов прекратилось. Снижение базиса эрозии и увеличение атмосферных осадков способствовали усилению речной эрозии. Древние речные долины в период голоценовой трансгрессии были затоплены, и в настоящее время на их месте образованы глубокие, узкие и извилистые заливы, имеющие местное название «марсы». Вместе с голоценовым подъемом уровня возобновился рост коралловых сооружений, которые четко наследуют древний эрозионный рельеф [*Gvirtzman et al.* 1977]. Близ берега коралловые рифы обычно перекрыты эоловыми песками или лагунными эвапоритами и дальше в сторону суши — аллювием и отложениями конусов выноса, а также осадками вади. Прибрежная равнина расширяется только там, где долины временных водотоков и рек достигают берега, например в дельте Токар, в пределах которой воды р. Барки затапливают область каждый год с июня по сентябрь, или где располагаются структурные депрессии, такие, как депрессия Данакиль, дно которой расположено на отметках до 116 м ниже ур. м.

Побережье Аденского залива представляет собой низменную сушу, обрамленную вулканическими горами. В пределах прибрежной низменности известно несколько древних террасовых поверхностей, сложенных коралловыми известняками. Большую роль играют конусы выноса, развитые не только в предгорьях, но и подходящие к самому берегу. Этими отложениями в большинстве случаев перекрыты древние и современные береговые формы рельефа. Берега в основном аккумулятивные, прерывающиеся абразионными клифами, выработанными в вулканических породах, кое-где имеющих выходы на берегу. Юго-восточный берег Аравийского п-ова детально никогда не изучался. Известно только, что каменистые абразионные мысы перемежаются здесь с прямолинейными участками, сложенными тонким песчаным материалом. У входа в Аденский залив располагается о. Сокотра.

Район Оманского и Персидского заливов — один из самых засушливых районов мира — даже зимой здесь выпадает не более 80 мм атмосферных осадков. Источниками пресных

вод являются только Тигр и Евфрат, Шатт-эль-Араб и некоторые мелкие реки побережья. Вследствие этого воды заливов имеют высокую температуру (32—33° летом) и соленость, которая составляет $40^0/_{00}$ в Персидском и $37^0/_{00}$ в Оманском заливах. Высота прилива в Оманском заливе составляет 2 м, а в Персидском — 3 м, причем приливная волна проходит по Шатт-эль-Арабу на 300 км в глубь суши, достигая города Басры [The Encyclopedia... 1982]. При отливе на берегах Персидского залива обнажаются широкие илистые и песчаные осушки, но во время штормов уровень вод повышается, и затапливаются обширные низменные прибрежные равнины. Теплые воды заливов обеспечивают благоприятные условия для жизни кораллов, животных и растительных организмов, хотя видов относительно мало.

Берега Омана, являющиеся юго-западными берегами Оманского залива, в южной части, где близко к берегу подходит горная система Эль-Хаджар-эш-Шарки, являются абразионными, а севернее Маскаты до города Дибты — аккумулятивными, песчаными.

Персидский залив расположен между двумя различными структурами: Аравийской плитой на юго-западе и Иранской плитой на северо-востоке. Следствием этого является разительный контраст между крутыми восточными берегами и низкими пологими берегами Аравийского п-ова. Однако слабое волновое воздействие обусловливает развитие на всех берегах преимущественно аккумулятивных процессов.

Помимо осадков, выносимых реками Иранского побережья, снос континентального материала в залив незначителен. В настоящее время большое количество тонкого материала поступает благодаря ветрам и пыльным бурям, приходящим с северо-запада (шамал). В составе береговых осадков помимо илистых, глинистых и песчаных частиц большое значение имеют оолиты и биогенный материал [The Encyclopedia... 1982].

В северо-восточной части Персидского залива расположена обширная, плоская и заболоченная дельтовая равнина рек Шатт-эль-Араба и Каруна, рельеф которой осложнен песчаными береговыми валами, косами и островами. В результате действия приливов и отливов, сгонов и нагонов берега дельты не имеют четких и определенных границ. В настоящее время сток этих рек зарегулирован, большая часть илистых частиц не попадает в залив, и рост дельты незначителен [The Encyclopedia... 1982].

Иранские берега Персидского залива пологи и низки вплоть до Бушира. Далее на юго-восток следует далматинский тип берега, характеризующийся развитием параллельных горных гряд, разделенных заливами и дельтами, которые располагаются на месте синклинальных структур.

Пакистанское побережье отличается каменистыми клифами, перемежающимися участками широких песчаных пляжей, с устьями рек, лагунами, песчаными дюнами и приливными илистыми осушками с мангровой растительностью [*Snead*. 1967]. Описываемый район характеризуется продолжительным крупномасштабным поднятием прибрежной территории даже в историческое время. Провести корреляцию морских террас в большинстве случаев трудно, так как в некоторых районах колебания уровня моря, как полагают, имели большее влияние, чем тектонические движения. Благодаря этим движениям и большому количеству осадков, выносимых в море, особенно р. Инд, расположенной на юго-востоке побережья, дельтовые участки побережья выдвигаются в море со средней скоростью 10—25 м/год [The Encyclopedia... 1982].

Берега морей северного тропического пояса располагаются в области жаркого и сухого климата и издавна известны как районы оживленной морской торговли. В настоящее время Красное море, и особенно Персидский и Оманский заливы, является крупнейшим в мире производителем и экспортером нефти. Порты Саудовской Аравии, Кувейта, Бахрейна, Ирана, Арабских Эмиратов являются крупнейшими в мире, а морское сообщение в этих районах наиболее интенсивно. Как правило, в районах побережья, освоенных человеком, природные ландшафты изменены до неузнаваемости.

Для описываемой области в экономическом отношении характерна крайняя неравномерность в распределении морских портов и промышленных центров. Сотни километров пустынного побережья перемежаются с экономически освоенными, промышленными районами. Наряду с городами-портами, имеющими мировое значение, есть порты разви-

Добыча нефти в Суэцком заливе

Суэцкий канал

Общий вид города и порта Эль-Мукалла в Аденском заливе (около 500 км северо-восточнее порта Аден)

вающихся стран, менее значимые в мировом масштабе, но играющие главенствующую роль в экономике своего государства.

На южном берегу Аденского залива расположен второй по значению порт Сомали — Бербера. В Джибути имеется порт того же названия с причальным фронтом 3,5 км. Порт — главный источник поступления валюты в республику. В районе Джибути расположена военно-морская база Франции. В Эфиопии два порта — Массауа и Асэб с грузооборотом 1 и 2 млн т. Вывозятся из этих портов хлопок, шкуры, кофе, соль. Ввозятся удобрения, стройматериалы, нефть, металлоизделия, техника, продовольствие. Порт-Судан — единственный в стране — имеет грузооборот 3 млн т. В Египте, на берегу Красного моря, расположен порт Суэц с грузооборотом 3 млн т в год; обслуживает местные нефтеперерабатывающие и нефтехимические предприятия. В экономике Египта громадную роль играет Суэцкий канал, вход в который находится у города Суэц. Единственный израильский порт на Красном море — Эйлат с грузооборотом 2 млн т. Ввозится нефть, промтовары, необработанные алмазы, товары широкого потребления. Вывозятся фосфориты, бриллианты, минеральные удобрения. Здесь же расположена военная база Израиля. Город Акаба — единственный порт Иордании, через который проходит $^{4}/_{5}$ импорта и почти весь экспорт страны. Вывозятся фосфаты и калийные соли. В городе развита пищевая промышленность и туризм.

На побережье Красного моря расположены два порта, принадлежащие Саудовской Аравии. Один из них — Джидда, через который проходит половина внешнеторговых перевозок страны. Ввозятся зерно, машины, оборудование, лес, цемент. Вывозятся шкуры, шерсть, табак, кожа, финики, кофе. Пропускная способность 18 млн т. Другой порт — Янбу, его пропускная способность 90 млн т нефти и 3 млн т сухих грузов. Ввозятся генеральные грузы, стройматериалы. Вывозятся нефть, рыба, черные кораллы, янтарь. Еще одним портом в Красном море является Ходейда, принадлежащий Йеменской Арабской Республике. Через этот порт осуществляется почти вся внешняя торговля страны. В городе имеются хлопкоочистительный завод, рыбопромышленный комплекс, завод металлоизделий и пищевые предприятия.

На северном берегу Аденского залива имеется только один транзитный порт, Аден, с грузооборотом 5 млн т, принадлежащий Народной Демократической Республике Йемен. В городе расположены нефтеперерабатывающий, лакокрасочный, судоремонтный заводы, текстильная, швейная, спичечная, табачная фабрики и предприятия по переработке соли.

Оман — одна из самых экономически отсталых арабских стран. Только в последние годы (с 1967 г.) началась промышленная добыча нефти. Матрах является основным портом страны, перерабатывающим 1,5 млн т груза. Ввозятся продукты, промтовары, машины, оборудование. Вывозятся фрукты, овощи, рыба. Другой порт, Мина-эль-Фахель, — экспортный порт нефти, через который вывозится 16 млн т этого продукта.

В Объединенных Арабских Эмиратах до последнего времени основным занятием населения прибрежной полосы была добыча рыбы и жемчуга. Но в результате загрязнения залива добыча рыбы резко сократилась (до 43 тыс. т), а жемчужный промысел не выдерживает конкуренции с производством искусственного жемчуга. В настоящее время реконструируется основной порт страны — Дубай, через который проходит $^2/_3$ импорта страны и практически весь экспорт с грузооборотом 4 млн т. Порты Шарджа и Эз-Занна имеют меньшее значение, последний — нефтеэкспортный порт с грузооборотом 35 млн т. Промышленность в городах развита слабо.

Государство Бахрейн расположено на одноименном архипелаге, а Катар — на одноименном полуострове. В Бахрейне главным портом является Сальман с грузооборотом 1,5 млн т, а специализированный нефтяной порт Ситра имеет грузооборот 11 млн т. В Катаре столица Доха — одновременно и порт с грузооборотом 1 млн т. Другие порты — Умм-Саид и Халуль — в основном нефтеэкспортные с грузооборотом по 12 млн т каждый.

Саудовская Аравия имеет в Персидском заливе порт Даммам, в котором перерабатывается более 15 млн т грузов. Нефтеэкспортные порты страны Рас-Таннура и Рас-Хафджи имеют грузооборот 390 и 20 млн т.

В Кувейте главный порт — Эль-Кувейт с грузооборотом без нефти 4 млн т. Пропускная способность порта Эш-Шуайба 7 млн т. Порт обслуживает нефтеперерабатывающий завод и завод по сепарации попутного газа. Мина-эль-Ахмади — один из крупнейших нефтеэкспортных портов Персидского залива с грузооборотом 80 млн т.

Бендер-Аббас является портом и главной военно-морской базой Ирана. Бендер-Шахпур — один из основных портов страны — имеет грузооборот 3 млн т. В городе имеется нефтехимический комплекс. Нефтяным портом является Бендер-Меэшур. Через него экспортируется 30 млн т нефти в год. Еще один порт и военно-морская база Ирана — Бушир. Но самый крупный и уникальный нефтяной порт — это Харк, расположенный на одноименном острове. В нем могут находиться под загрузкой одновременно 14 танкеров дедвейтом от 35 до 500 тыс. т. Отсюда экспортируется $^4/_5$ нефти, добываемой в стране, пропускная способность — 180 млн т в год. На острове расположена военно-морская база Ирана.

Карачи — единственный порт, главный экономический центр, крупнейший город и военно-морская база Пакистана. Грузооборот порта 10 млн т. В 40 км от Карачи строится новый порт Касим [Индийский океан. 1983].

Берега Красного моря и Аденского залива

Северо-западнее Гвардафуй вдоль берега протягивается узкая полоса низменности, в пределах которой иногда встречаются лагуны, как, например, в районе поселка Береда. Горы подступают близко к берегу и часто образуют скалистые мысы. Иногда крутые склоны гор располагаются непосредственно в пределах побережья, но вдоль уреза протягиваются широкие пляжи, поэтому берега здесь имеют абразионно-аккумулятивный тип.

Далее на запад, от м. Рас-Алула и до залива Таджура, берег низменный, аккумулятивный, песчаный, со стороны суши кое-где протягиваются цепи дюнных гряд. Только в районе м. Ададо в приурезовой части отмечаются абразионно-денудационные обрывы до 50 м высотой. Низменное побережье, особенно в западной части, изрезано многочисленными сухими руслами — вади, которые наполняются только в периоды дождей.

В пределах подводного склона преобладают пески с большим количеством битой

ракуши и коралловых частиц. На пляже кое-где отмечаются выходы бич-рока.

Ближе к заливу Таджура, от м. Рас-Маскан и до порта Джибути, берега низкие, болотистые, покрыты мангровыми зарослями и со стороны моря окаймлены почти непрерывной цепью коралловых рифов. Южный берег залива Таджура в основном представляет собой сочетание высоких и обрывистых абразионно-денудационных берегов с участками, окаймленными узкими пляжами. Берег местами сопровождается отмелями и коралловыми рифами. Северный берег залива Таджура по существу мало отличается от южного, за исключением того, что там гораздо больше берегов аккумулятивного типа, а прибрежная равнина в большей степени заселена.

К северу от Баб-эль-Мандебского пролива, в пределах Эфиопии, берега Красного моря отличаются от берегов предыдущего района. Во-первых, почти на всем протяжении, с редкими перерывами, они окаймлены коралловыми рифами и отмелями. Несмотря на то что берега в целом низменные, сложены они в основном коралловой породой, которая обнажается практически на каждом выступающем в море мысу. В южной части этого побережья, там, где горы близко подступают к урезу, на мысах под толщей рыхлых отложений при размыве обнажаются иногда не коралловые известняки, а вулканические породы. Бухты, как правило, имеют низкие берега, сложенные рыхлыми отложениями, окаймленные песчаными пляжами. На некотором удалении от береговой линии в пределах безжизненной пустыни изредка протягиваются гряды древних, едва закрепленных растительностью дюн. Берег в целом постепенно повышается в сторону гор.

По мере приближения к архипелагу Дахлак и заливу Цула берег приобретает мелкобухтовый характер, что связано с большим количеством коралловых островков вблизи берега. Береговая равнина в значительной степени сложена коралловым известняком, перекрытым рыхлыми отложениями. Там, где берега подрезаны абразией, на поверхности появляются известняки, а на аккумулятивных участках берега окаймлены пляжами или даже заболочены. В целом побережье района залива Хаукиль представляет собой древний бар, перегораживающий вход в реликтовый крупный залив Афар, который сейчас сохранился в виде глубокой впадины, расположенной ниже уровня моря. По всей вероятности, в свое время (ок. 1 млн лет назад) древний залив был перегорожен коралловыми рифами, соответствовавшими уровню моря того времени. В среднем и верхнем плейстоцене (300 тыс. — 250 тыс. и 125 тыс. лет назад) в результате эвстатических колебаний уровня моря образовались морские рифовые формы рельефа [*Gasse, Fournier*, 1982]. Ближе к заливу Цула в приурезовой части выступают на поверхность вулканические породы. Западные берега залива Цула также в основном абразионные, но ближе к порту Массауа они вначале слагаются коралловым известняком, а затем становятся низкими, песчаными, аккумулятивными. Далее на многие десятки километров на север, до самой границы с Суданом, протягивается ровный безжизненный, плоский аккумулятивный берег, размывающийся в настоящее время, за которым в глубь суши протягивается песчаная пустыня, нарушаемая грядами холмов. Только ближе к м. Рас-Каср — пограничному между Эфиопией и Суданом — близ береговой черты, в море, вновь появляются коралловые рифы. Далее на север, от м. Рас-Абу-Джабис до м. Рас-Асис, участок берега вновь принимает извилистые очертания, и здесь возникло множество глубоких бухт и вдающихся в море мысов. Берега этого участка низменные песчаные, изредка покрыты кустарником, вдоль берега протягиваются мангровые заросли. Со стороны моря этот участок не огражден коралловым рифом и местами размывается морем, а в глубь суши пустынная равнина быстро повышается в сторону гор.

Далее на север до самого Суэцкого залива побережье чрезвычайно однообразное и представляет собой выровненную плоскую аккумулятивную равнину, которая со стороны моря на всем протяжении окаймлена почти непрерывной грядой коралловых рифов. Рифы начинаются от бухты Тринкитат, берег которой настолько отмелый, что при нагонах затапливаются значительные площади суши. Вдоль берега изредка протягиваются гряды дюн. В пределах прибрежной части суши среди песчаной равнины встречаются гряды более древних коралловых известняков высотой от 1,8 до 2,5 м. Общую

выровненность берега нарушает залив Дунгунаб, который образован за южным окончанием песчаного бара, примкнувшего к берегу. Эта аккумулятивная форма, по всей вероятности, в процессе причленения к берегу перекрыла более древнюю низкую коралловую платформу, которая кое-где выступает из-под песчаных отложений при размыве берегов. Коралловый фундамент обусловил мелкобухтовое расчленение берега от м. Рас-Абу-Шагара до м. Рас-Ҳадарба. Далее на север до Суэцкого залива низменный песчаный берег чередуется с абразионными берегами, причем клифы выработаны в коралловых известняках, слагающих низкую прибрежную террасу, однако аккумулятивные берега преобладают.

Суданское побережье Красного моря отличается распространением глубоко вдающихся в сушу разветвленных заливов, морфологически напоминающих риасы или эстуарии. Эти формы рельефа, носящие местное название «марсы», встречаются на участках побережья, окаймленных древними коралловыми рифами. Они образовались при более высоком уровне моря. В период регрессии моря, когда его уровень опустился на 100—120 м, временные водотоки прорезали эти окаймляющие рифы, что способствовало увеличению разветвленности гидрографической сети. Во время последней, фландрской голоценовой трансгрессии русла временных водотоков и расположенные за рифами пространства были частично затоплены. При этом образовались как типичные риасы, так и их сочетания с вытянутыми вдоль берега лагунами, возникшими при затоплении «зарифовой» поверхности. Вдоль Суданского побережья в настоящее время существуют вдольбереговые миграции наносов, которые способствуют заполнению «марсов» обломочным материалом [*Dalongville, Sanlaville*. 1981].

Вдоль Египетского побережья Красного моря на высотах 2, 10 и 22 м отмечается существование трех террас, сложенных кораллами плейстоценового возраста. Для кораллов, слагающих 2- и 10-метровые террасы, имеются датировки, полученные по $Th^{230}/И^{234}$. Терраса высотой 2 м имеет возраст 70 000±5000 и 80 000±6000, а терраса на высоте 10 м датируется 92 000±5000 и 89 000±5000 лет. По подсчетам К. Виха и Р. Гигенгака [*Veeh, Giegengack*. 1970], Египетское побережье Красного моря за последние 90 тыс. лет испытало поднятие по крайней мере на 23 м со средней скоростью 0,2 мм/год.

Песчаные берега Суэцкого канала

Западный берег Суэцкого залива принципиально мало отличается по морфологии от уже описанных берегов Красного моря. Только в районе города Суэц горные цепи близко подходят к береговой линии, и здесь все береговые формы сконцентрированы в пределах узкого пространства между урезом моря и предгорьями. Горная система со стороны моря ограничена разломами. Предгорья представляют собой слившиеся конусы выноса, прорезанные современными вади. В прибрежной части отмечаются поднятые морские террасы, которые наложены на аллювиальные равнины. Наибольшая высота, на которой встречены морские осадки, — 17,2 м, именно на этой высоте отмечается самая древняя терраса, имеющая возраст 44 тыс. лет. На той же высоте и, видимо, того же возраста отмечается терраса и на восточном берегу Суэцкого залива. Более низкая терраса расположена на высоте 12 м и имеет возраст 37 тыс. лет. На высоте 8 м над ур. м. расположен береговой вал, имеющий возраст 34 тыс. лет. По данным П. Буша и Р. Кука и др. [*Buch, Cooke et al.* 1980], эта терраса и вал образовались в единую стадию высокого уровня Красного моря, а не в результате последовательного отступания моря. Самыми молодыми и самыми низкими являются морские отложения, слагающие террасу высотой 2 м над ур. м., имеющую возраст 4500 лет. Именно в отложениях этой террасы выработаны современные клифы, которые, как правило, со стороны моря окаймляются песчано-

ракушечно-коралловыми пляжами, здесь нередко встречаются сцементированные пляжевые пески бич-рока.

На восточном берегу Суэцкого залива, на п-ове Синай и в заливе Акаба, по данным А. Гильшера и Д. Нира [*Guilcher*. 1979; *Nir*. 1971], развиты по крайней мере четыре поднятые террасы, представленные древними окаймляющими рифами. Основание рифов сложено крупным аллювием, источником которого послужили продукты выветривания горных склонов в течение холодных периодов. Верхняя терраса (выс. ок. 35 м) имеет возраст около 250 тыс. лет, более низкая (выс. 24—26 м) — 238 тыс. лет. Терраса, расположенная на высоте 16—18 м над ур. м., в отличие от ранее приведенных данных по западному берегу залива имеет возраст около 100 тыс. лет, и самая молодая 2-метровая терраса — голоценовая (10 тыс. лет). Еще одна терраса погребена под современными коралловыми сооружениями. Все эти террасы сложены рифовыми отложениями, которые перекрывают осадки конусов выноса, формирующих в целом прибрежную равнину. Часто древние плейстоценовые рифы разбиты на блоки (на м. Мухаммад — оконечности Синайского п-ова) тектоническими разломами. Южнее п-ова Синай, к северо-востоку от о. Тиран, распространены современные коралловые рифовые сооружения очень узкой вытянутой формы, особенности строения которых также обусловлены тектоникой [*Guilscher*. 1979]. За древними рифами нередки реликтовые лагуны, в которых из-за высокой солености кораллы отсутствовали. В настоящее время это реликтовые солончаки, имеющие местное название «себхи». Подобные, но уже современные формы развиты и в приурезовой части моря. Вдоль берега прослеживается коралловая платформа, примыкающая к клифу, выработанному в голоценовой 2-метровой террасе. Как правило, в тыльной части платформы развит пляж, на котором нередки пласты бич-рока, в некоторых местах, в бухтах, встречаются мангры. Вдоль берега повсюду развит современный узкий окаймляющий риф, который отстоит от берега на расстояние от 200 до 2000 м. Фронтальная часть рифов осложнена поперечными коралловыми грядами и каналами между ними. Эти каналы и гряды связаны не с гравитационными процессами, а с воздействием штормовых волн[1], поскольку их ориентировка точно совпадает с направлением господствующего волнения. По мнению А. Гильшера [*Guilcher*. 1979], бухты сложной конфигурации представляют собой затопленные устья древних водотоков, сформированных в последнюю регрессию.

Восточные берега Красного моря мало чем отличаются от западных. Они так же низменны, пустынны, окаймлены большей частью пляжами, а со стороны берега цепями дюнных массивов. В ряде районов из-под песчаных отложений на берегу появляются коралловые известняки, в которых вырабатываются низкие абразионные обрывы. В других местах, особенно на юге и вблизи залива Акаба, на берегу появляются мангровые заросли, окаймляющие плоские низменные участки берега, затопляемые в период штормов. В этих районах на низменных берегах нередки небольшие аккумулятивные формы.

На отрезке между Джиддой и Янбу вдоль моря протягивается береговая равнина. На юге она очень узка, несколько расширена в средней части и достигает ширины 40 км на севере. К востоку равнина постепенно переходит в аллювиальный шлейф, окаймляющий предгорья. Севернее Джидды в пределах равнины прослеживаются 3 морские абразионные террасы на высотах 1, 3 и 10 м над ур. м. Террасы сложены коралловыми известняками. Две низкие террасы располагаются близ моря, а третья примерно в 500 м от него. Радиоуглеродные датировки коралловых известняков, которые слагают эти террасы, показали, что возраст I террасы — 9980±140 лет, II — 18 100±370 и 16 600±210 лет, III — 31 000±1350 лет. Косвенные признаки указывают на то, что в середине голоцена уровень моря был несколько выше, чем в настоящее время. Максимальной была трансгрессия в период потепления в середине последнего оледенения, и каждая последующая морская трансгрессия была ниже предыдущей. Однако оценить абсолютную высоту подъема уровня моря пока не представляется возможным, в связи с отсутствием данных о величине

---

[1] По мнению других исследователей (например, В. Н. Космынина), рельеф гряд и каналов на внешнем крае рифа является отражением механизма разрастания рифовой платформы в сторону моря (океана) — см. гл. I, разд. 3.

неотектонических движений в этом районе [*Behairy*. 1983].

Почти на всем протяжении берега окаймлены коралловыми рифами, а в южной части большое значение для береговой зоны имеет архипелаг Фарасан, блокирующий берега от воздействия волн. Глубина развития коралловых рифов на банке Фарасан достигает в среднем 44 м и максимум 85 м. Появление кораллов на банке Фарасан произошло 14 тыс. лет назад. Наиболее древняя терраса банки в настоящее время расположена на глубине 110 м [*Biewald*. 1974]. В целом в морфологии восточного берега Красного моря имеется следующая особенность. Здесь развита серия аккумулятивных форм типа кос, под углом отходящих от линии берега. Косы песчаные, севернее Джидды они ориентированы на север, а ближе к йеменской границе — на юг. В центральной части этого побережья, в районе поселка Аль-Май, вдоль берега протягивается серия песчаных островных баров. Создается впечатление, что в северной части берега под воздействием волн южных направлений, имеющих большой разгон, формируется своя система кос, ориентированных на север, в средней же части побережья волнения северных и южных румбов уравниваются по силе, и преобладает поперечное перемещение, а в южной части уже большее значение имеют северные волнения, и косы ориентированы к югу. Еще южнее полуостров и о. Камаран, блокируют берег от северных волнений, и косы, развитые в районе Ходейды и южнее, уже ориентированы на север, так как большее влияние здесь имеют волны, приходящие из Аденского залива через Баб-эль-Мандебский пролив.

Юго-восточные берега Аравийского п-ова омываются водами Аденского залива, формирование которого, как и Красного моря, определено процессами рифтогенеза. Образование Аденского рифта относится к миоцену, когда возникли две линии крупных разломов, по которым в разные фазы рифтообразования происходило излияние вулканических пород. В частности, к первой фазе образования рифта в Аденском заливе относятся черные базальты и лавоагломераты Аденского п-ова, который представляет собой остатки крупного вулканического аппарата щитового типа, а его центральная часть располагалась на современной акватории бухты Аден. К следующей стадии рифтогенеза относится формирование хорошо сохранившегося до нашего времени вулканического конуса, насаженного на остатки более древнего вулкана. В конце первой фазы рифтообразования была сформирована депрессия основной впадины Аденского залива, днище которой располагалось на глубинах около 1000 м. К этим отметкам были привязаны устья основных водотоков Хадрамаут и Эль-Джиз, остатки подводных каньонов, которые обнаруживаются и сейчас при эхолотировании шельфа. Во вторую фазу рифтогенеза оформилась центральная котловина со сложным тектоническим рельефом и излияниями молодых вулканических лав. К началу голоцена был в основном сформирован рельеф бассейна Аденского залива, состоящий из нескольких главных геоморфологических элементов, описание которых дается ниже.

Самыми удаленными от берега являются сильно расчлененные предгорья высотой 200—300 м, сложенные комплексом дислоцированных пород эоцена, мела и юры, залегающих на кристаллическом докембрийском основании. В пределах предгорной пролювиальной равнины выступают сильнорасчлененные останцовые низкие горы, сложенные комплексом вулканических пород, резко выделяющиеся среди однообразных безжизненных равнинных пространств. Для них характерна радиальная эрозионная сеть, которая в ряде мест сильно разрушила вулканические кратеры.

От подножия гор и почти до берега моря в интервале высот от 200 до 40 м протягивается пояс пролювиальных равнин разной степени расчлененности шириной до 25 км. Поверхность равнин осложнена руслами многочисленных вади, которые ближе к предгорьям имеют V-образную форму русла, крутостенные борта высотой 30—40 м и ширину днища не более 40 м. По мере приближения к берегу ширина вади увеличивается до 200 м. Днища вади сложены несортированным материалом от крупных глыб в предгорьях до песков и алевритов на побережье. В сухое время года, т. е. почти всегда, русловые наносы сцементированы глинистым цементом, и их перемещение осуществляется только в периоды редких и сильных паводков после ливней [*Никифоров, Коротаев*. 1982].

Поверхность морской равнины перекрыта

Прибрежно-морской пенеплен с останцовыми возвышенностями на северном побережье Аденского залива

пролювиальными конусами, дюнами и расчленена многочисленными вади так, что ее первичный морской облик сохраняется только в полосе 200—300 м от уреза моря.

На западном побережье Аденского залива на протяжении 150 км отмечается развитие органогенных рифовых известняков, которые зелегают на базальтах. В ряде случаев известняки слагают четкие морские террасы, встречающиеся на различных отметках до 50 м высоты. Имеются и погруженные рифы, развитые значительно ниже современного уровня. На поверхности некоторых террас обнаружены верхнеашельские и мустьерские орудия доисторического человека. Определение абсолютного возраста террас на отметках +3—13 м показало, что они образовались около 125 тыс. лет назад. Поверхности террас деформированы тектоническими процессами, в некоторых случаях отмечены разрывные нарушения с амплитудой смещения 6—8 м. Максимальная амплитуда тектонических деформаций низких террас около 20 м [*Faure et al.* 1973].

В пределах Аденской бухты развита плоская, слабоперевеянная поверхность морской террасы высотой не более 5 м. Океаническая сторона томболо, соединяющего вулканический массив Шаман с материком, сложена тонкозернистым слюдистым песком. Отмелое дно постепенно переходит в плоский песчаный пляж шириной 30 м, за штормовым валом которого начинается полоса перевеянных песков. Внутренняя сторона томболо образована за счет накопления илистого материала на приливных осушках. Генетически такие же системы аккумулятивных форм образовались в районе древних вулканов Джебель-эль-Музалькум и Джебель-Азиз, расположенных западнее, они некогда представляли собой острова, в «волновой тени» которых были сформированы пересыпи.

В пределах непосредственно Аденского п-ова берега представляют собой систему скалистых абразионных мысов и аккумулятивных бухт, заключенных между ними. Пляжи в бухтах приурочены обычно к устьям вади, но сложены морским органогенным мелко- и тонкозернистым песком. Внешний склон пляжа переходит в плоскую осушку шириной 15—40 м, а далее в море идет пологонаклонное дно, сложенное песком до глубины 4 м. Посреди песчаного дна выделяются выходы скалистого бенча, что свидетельствует о небольшой мощности аккумулятивного слоя наносов. Подводный склон у абразионных мысов сложен коренными породами, прикрытыми тонким слоем органогенного песка. Вблизи уреза нагромождены валуны диаметром до 2 м, которые под водой обросли ветвистыми кораллами. На глубине 1—1,5 м появляются многочисленные колонии массивных кораллов, на глубине 7—8 м подводный склон круто обрывается в сторону моря. Эти наиболее характерные элементы морфологии и динамики берегов в тех или иных сочетаниях встречаются и на других участках побережья.

От м. Рас-Баб-эль-Мандеб берег представляет собой систему абразионных мысов и аккумулятивных бухт, причем мысы чаще всего образованы выходами вулканических пород, которые до недавнего времени были островами, а затем присоединились к берегу томболо. Пологие и открытые аккумулятивные бухты с выровненной береговой линией обычно приурочены к отмелому подводному склону, сложенному органогенным песком. На дне закрытых бухт, ограниченных скалистыми мысами-непропусками для вдольбереговых потоков наносов, аккумулируются алевритовые илы, берега бухт илистые, осушные. Участки берегов открытого побережья с частым чередованием небольших мысов и бухт относятся к абразионно-аккумулятивному типу, на подводном склоне здесь широко развиты каменистый бенч или валунно-галечные отмостки. Каменистый бенч приурочен к размываемым участкам древних вулканических массивов, а отмостка связана с волновой переработкой отложений пролювиальных равнин. Встречаются и абразионные берега, которые представлены обрывами высотой от 10 до 120 м. Такие берега протягиваются на расстояние 30 км от м.

Мелкобухтовый абразионный берег Аденского залива к западу от города Эль-Мукалла

Рас-Шарма до м. Багашва, на 50 км от м. Фартак до бухты Хаор-Хальфур, где развиты самые высокие берега на всем Аравийском п-ове, вдоль бухты Куриа-Муриа и до залива Масира (ок. 200 км). На протяжении 25 км от м. Рас-ар-Рувайс на северо-восток развит в основном абразионный обрывистый берег с редкими небольшими пляжами в маленьких бухтах. Только на одном участке берега — в бухте Саукара — имеется низменный илистый берег, покрытый мангровыми зарослями.

В целом для побережья Аденского залива характерны процессы аккумуляции и увеличения площади берега за счет выдвижения в море участков пролювиальной равнины и формирования томболо и других аккумулятивных форм. На определенной стадии развития абразионного берега, когда появляются значительные по площади участки каменистого бенча, последние из-за небольших уклонов становятся местом накопления перемещающихся вдоль берега наносов и формирования аккумулятивных выступов или кос. Характерной особенностью побережья Аденского залива в отличие от Красноморского побережья является почти полное отсутствие окаймляющих рифов. Они появляются только на восточной оконечности Аравийского п-ова и распространены только в заливах Савкира, Масира и на более северном участке берега — от о. Масира до м. Рас-эль-Кабх. В целом на побережье преобладают миграции наносов в западном направлении, но единого потока наносов нет из-за частых мысов-непропусков [*Никифоров, Коротаев*. 1982].

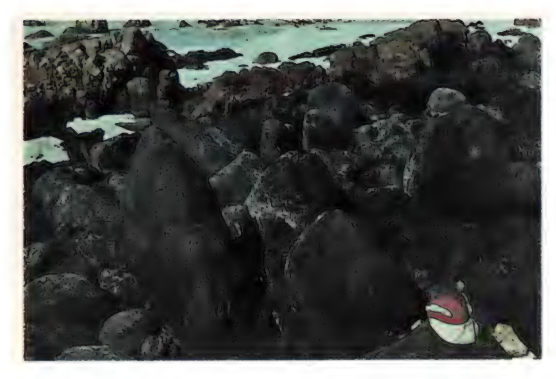
Берега о. Сокотра

О. Сокотра — часть Африканского континента, отделенная от него разломами только в кайнозое. По мнению А. Лаутона [*Layghton*. 1966], еще в домиоценовое время он входил в единый мегаблок Африканско-Аравийской плиты, отделившись от него в процессе формирования Аденского рифта, начавшегося в миоцене. В основании острова залегают метаморфические породы докембрия, которые перекрываются осадочными породами платформенного чехла. Широко развиты на острове осадки кайнозоя [*Bichan*. 1970]. Рельеф острова полностью подчинен структурно-геологическим особенностям — направлению основных тектонических линий (разломов и сбросов) и литологии слагающих его горных пород. Следует отметить ярусность рельефа, где выделяются следующие ступени, имеющие предположительно морской генезис: 250—300, 120—150, 15—20, 10—12 и 7—8 м [Острова... 1982].

В целом на побережье о. Сокотра можно выделить два береговых района, соответствующих генетическим типам берега: 1) абразионно-аккумулятивный бухтовый, охватывающий западное, северное и восточное побережья острова, и 2) абразионно-аккумулятивный выровненный на южной стороне острова.

На северном берегу острова наиболее изучена Тамридская бухта, занимающая по морфологии переходное положение между западными бухтами, расположенными в устьях крупных вади (Губбет-Шоаб), и восточными, где развиты небольшие абразионные бухты, разделенные скалистыми мысами.

Береговая линия Тамридской бухты неровная и представляет собой чередование аккумулятивных песчаных бухточек, скалистых мысов и абразионных участков берега с невысоким клифом. В настоящее время здесь преобладают абразионные процессы. Аккумулятивные формы развиты только на отдельных отрезках берега и представлены в основном береговыми валами, которые в ряде случаев отделяют реликтовые лагуны. Вдоль берега Тамридской бухты прослеживается несколько древних береговых линий. На высоте 6—7 м над современным урезом выходят останцы косослоистых песчаников с морской фауной, которые представляют собой остатки древней аккумулятивной террасы. На склонах гор в толще плиоценовых отложений на высоте 40—50 м над ур. м. находится более 10 глубоких пещер, которые приурочены к одной высоте и по внешнему



Глыбовый бенч в бухте Губбет-Шоаб. Остров Сокотра

Размыв берега в Тамридской бухте. Остров Сокотра

Пляж, окаймленный авандюнами в бухте Губбет-Шоаб. Остров Сокотра

облику могут быть отнесены к древним волноприбойным нишам, выработанным в одну из эпох высокого стояния уровня океана. В западной части бухты, также на высоте 50 м над ур. м. располагается древняя террасовидная поверхность, сложенная галечным материалом с примесью обломков кораллов. За этой террасой расположено крупное понижение — древняя лагуна [Острова... 1982].

На западном побережье острова одной из самых крупных бухт является Губбет-Шоаб, в вершине которой находятся устья двух сухих долин вади: Брод-Велли и Безымянной. В целом для бухты Губбет-Шоаб характерен процесс заполнения осадками ее вершинной части, но интенсивность аккумуляции в разных частях берега неодинакова и местами сменяется размывом. Широкие песчаные пляжи, сложенные органогенными песками, окаймляют большую часть берегов бухты, отделяют на севере небольшую реликтовую лагуну и перегораживают устья выше названных сухих долин. Размыву подвергаются или останцы коренных пород, или валунно-галечные отложения конусов выноса, подходящих к современному урезу. В пределах берега бухты встречаются волноприбойные ниши, уступы и цокольные террасы на высоте 5—10 и 20—40 м. Подводный склон сложен всюду органогенным песком, причем обращает на себя внимание слабое развитие коралловых колоний.

Южное побережье Сокотры представляет собой низменную террасированную поверхность, окаймляющую 400-метровые обрывы береговой цепи гор. Почти на всем протяжении береговой линии на урезе развиты клифы высотой 3—5 м, а от берега в сторону суши протягивается ровная поверхность, которая ближе к горам сменяется склонами или участками высокой террасы (40—50 м).

Для о. Сокотры в целом характерно преобладание абразионных берегов над аккумулятивными, что связано с дефицитом наносов в береговой зоне. Недостаток материала вызван слабым развитием коралловых рифов в береговой зоне и почти полным отсутствием твердого стока рек и временных водотоков. Кроме того, в пределах берегов острова чрезвычайно большую роль играет процесс цементации карбонатом кальция береговых наносов. Здесь формируется не только бич-рок, но и обширные поверхности поднятых террас, сложенных сцементированными осадками. Рыхлый материал во время ливней часто не достигает берега, цементируясь по пути. Все это обусловливает постоянную нехватку наносов в береговой зоне.

Анализируя вещественный состав пляжевых и донных отложений, можно сделать вывод о сугубо местных источниках наносов

на Сокотре, ограниченных миграциях материала вдоль берега и преобладании поперечного перемещения наносов. Дефицит материала на дне усиливает размыв подводного склона, что может служить одной из причин отсутствия хорошо развитых коралловых рифов острова [Острова... 1982].

Берега Аравийского моря, Оманского и Персидского заливов

От самого восточного мыса Аравийского п-ова Эль-Хадд берег изменяет свое направление на северо-запад, и его рельеф по сравнению с юго-восточным берегом меняется. М. Эль-Хадд аккумулятивный, и вдоль берега почти всюду развиты песчаные пляжи, которые особенно характерны для вершинных частей бухт. Только ближе к порту Маскат берега становятся абразионными, скалистыми и обрывистыми. Аккумулятивные процессы сохраняют свое значение в миниатюрных бухтах, врезанных в скалистые берега.

Далее на северо-запад от Маската до м. Рас-Дибах протягивается низменный песчаный аккумулятивный берег, окаймленный со стороны суши низкой 5-метровой аккумулятивной террасой. Поверхность террасы выровнена, лишена растительности, и только кое-где на ее поверхности возвышаются цепи дюнных гряд. В некоторых местах, особенно близ Маската, на подводном склоне отмечается большое количество каменистых останцов. По мере приближения к м. Рас-Дибах прибрежная аллювиально-морская равнина суживается и имеет ширину несколько сот метров, в ряде мест прямо к берегу подходят предгорья, формируя абразионные мысы, пляжи сохраняются только в небольших бухтах. Берега этого участка приглубые, что способствует абразии прибрежной низменности, окаймляющей предгорья, в пределах которой морские отложения перекрыты аллювиально-пролювиальными осадками. Собственно м. Рас-Дибах скалистый, но от бухты Факкан, расположенной в 25 км южнее, до указанного мыса протягивается аккумулятивный берег, окаймленный пляжем.

Оман расположен на п-ове Руус-эль-Джаби, который в свою очередь заканчивается сильно изрезанным ингрессионными бухтами небольшим п-овом Музандам. Эти полуострова глубоко вдаются в акваторию и отделяют Оманский залив от Персидского. Восточные берега п-ова Руус-эль-Джаби гористые и большей частью абразионные. Только в бухтах сохраняются аккумулятивные берега, пляжи которых прислонены часто к отмершим абразионным обрывам. Берега п-ова Музандам чрезвычайно изрезаны узкими глубокими и часто извилистыми ингрессионными бухтами типа риасов, образовавшимися при затоплении долин морем гористой оконечности п-ова Руус-эль-Джаби. Здесь, так же как и ранее, пляжи сохраняются только в вершинах бухт. По существу характер западного берега п-ова Руус-эль-Джаби существенно не изменяется. Единственным отличием является относительная его выровненность и отсутствие узких и глубоких бухт.

Южный и юго-западный берега Персидского залива почти на всем протяжении окаймлены коралловыми рифами, в которых имеются широкие проходы к берегу. Грунты перед рифами в основном состоят из коралловых известняков, кое-где перекрытых карбонатными песками или илами. Между коралловыми рифами и берегом располагается большое количество островков, многие из которых песчаные (особенно на п-ове Руус-эль-Джаби), а другие в основании сложены коралловыми известняками, перекрытыми толщей песчаных отложений. Песчаные острова вытянуты вдоль берега, иногда примыкают к нему, отгораживая лагуну, и сложены в основном песком органогенного происхождения, т. е. выброшенным со дна. Волны, преодолевая коралловый риф, разворачиваются по нормали к берегу и получают возможность создавать аккумулятивные формы типа баров и примкнувших террас.

Берега Персидского залива в основном низменные, аккумулятивные, окаймленные песчаными пляжами. Нередко отмечается значительная изрезанность береговой линии, что особенно характерно для южного берега залива западнее порта Абу-Даби, п-ова Катар и юго-западного берега — от залива Сальва до м. Рас-аз-Завр. Здесь отмечается большое количество полуостровов неправильной формы, разделенных причудливо изогнутыми мелководными бухтами. На значительном протяжении берега окаймлены обширными подводными отмелями. Это — типичные ингрессионные берега, т. е. подтопленные наступающим на сушу морем, которое заливает

даже незначительные понижения и тем самым достаточно далеко проникает в пределы материковой суши. По всей вероятности, современная ингрессия моря связана с медленным тектоническим опусканием прибрежной суши. Косвенным свидетельством опускания побережья является широкое развитие на берегу солончаковых равнин, образовавшихся в результате подпора грунтовых вод. Частично солончаки (себхи) приурочены и к древним лагунам, образовавшимся при более высоком стоянии уровня моря в четвертичное время. От берега в глубь суши протягиваются обычно обширные плоские пространства песчаной или каменистой пустыни. Изредка близ берега отмечаются холмы, которые или являются дюнами, сложенными морским органогенным песком, как это видно в районе порта Доха, или слагаются коренными породами. Иногда гряды коренных пород подмываются морем, и здесь отмечается развитие абразионных берегов, но чаще размыву подвергаются выходы рифовых известняков, кое-где слагающих основание низменного берега. В целом же абразия на южном и юго-западном берегах Персидского залива развита слабо.

Северо-западнее м. Рас-аз-Завр характер берега остается в целом прежним, но очертания его становятся более спокойными, исчезают изрезанность береговой линии, бухты становятся широкими и открытыми, а разделяющие их мысы незначительно выдаются в море, низменны и местами заболочены. Особенно характерен такой берег для территории Кувейта.

Вершина Персидского залива заполнена аллювиально-морскими отложениями, являющимися продуктами выноса многочисленных рек, самая крупная из которых — Шатт-эль-Араб. Таким образом, в вершине Персидского залива отмечается большое количество дельтовых островов, разделенных многочисленными протоками. Острова низменные, аккумулятивные, заболоченные и окаймлены широкими отмелями, берега часто илистые, вязкие. Подобная болотистая дельтовая равнина протягивается в глубь суши на много десятков, а иногда и сотен километров. Коралловые рифы в Персидском заливе развиты только вдоль южного и юго-западного берегов, а близ Кувейта постепенно исчезают. Отсутствуют коралловые рифы и на северо-восточном берегу Персидского залива (за исключением двух небольших участков), и на северном берегу Оманского залива.

Северо-восточные берега Персидского залива продолжают оставаться низменными, аккумулятивными. Эти берега до города Бушир окаймляют широкую аккумулятивную аллювиально-морскую равнину, часто в устьевых частях рек заболоченную. Только в некоторых местах на коротких отрезках берега встречаются абразионные клифы, выработанные в террасе высотой 5 м. Далее на юго-восток и восток берега Персидского залива до Ормузского пролива характеризуются чередованием низменных аккумулятивных участков, связанных в основном с устьями рек. и абразионных берегов, приуроченных к тем районам, где возвышенности подступают к береговой черте. Характерно, что берега, даже аккумулятивные, в основном приглубы и лишены коралловых рифов. Рифы появляются только в Ормузском проливе, где они занимают ограниченные площади.

Северные берега Оманского залива представляют собой чередование пологих и широких бухт и скалистых мысов. Бухты, как правило, одновременно являются небольшими дельтами рек, поэтому все они аккумулятивные, песчаные, иногда заболоченные, но в большинстве случаев приглубые. Мысы абразионные и представляют собой скалистые образования, соединенные с берегом узкими аккумулятивными перешейками — томболо. Таким образом, северо-восточные берега Персидского залива и северные берега Оманского залива отличаются большим развитием абразионных процессов по сравнению с берегами, окаймленными коралловыми рифами.

На северном берегу Оманского залива прослеживается несколько уровней морских террас высотой от 6 до 55 м над ур. м. Поверхность террас обычно перекрыта маломощным (5—6 м) слоем морских песков с богатой фауной моллюсков. Радиоуглеродные определения показали, что по возрасту реликтовые террасы объединяются в две основные группы: молодые, созданные 4870—6000 лет назад, и более древние, образованные 27—34 тыс. лет назад. Анализ высоты и возраста древних террас показал, что амплитуда позднечетвертичного тектонического подъема побережья возрастает в восточном на-

правлении. Для молодых террас изменение высоты составляет 3,5 м, а для древних — более 5 м. Подтверждением увеличения скорости тектонического поднятия на восток является наличие разломов, секущих и реликтовые морские террасы, и аллювиальные толщи, возраст которых 6—35 тыс. лет [*Vita-Finzi.* 1981].

На северных берегах Аравийского моря, в пределах территории Пакистана, выделяется три основных геоморфологических типа берегов: 1) скалистые абразионные берега с отдельными небольшими «карманными» пляжами, имеющими ограниченное распространение, размыв плотных пород составляет 10—20 см/год, рыхлых — до 3 м/год; 2) аккумулятивные берега, представленные широкими песчаными пляжами, переходящими в глубь страны в обширные пустынные поверхности и реликтовые аллювиальные равнины; 3) дельтовые берега в пределах дельты Инда. На побережье Западного Пакистана, называемом «Макранским берегом», отмечаются признаки тектонической активности в течение большей части кайнозоя. В настоящее время это побережье также испытывает восходящие тектонические движения. Следует особо отметить, что на всем протяжении новейшего тектонического этапа эпейрогенические движения характеризуются положительным знаком. Эта постоянная тенденция к поднятию привела к образованию абразионных мысов и выходу на поверхность бенчей. Лагуны и бухты, защищенные от волнения короткими аккумулятивными формами, быстро заполняются аллювиальными осадками. Этот материал перерабатывается волнами и ветром, деятельность которых приводит к формированию широких песчаных пляжей и подвижных барханных песков. По археологическим данным, за последние 3—5 тыс. лет море отступило примерно на 30—50 км [*Snead.* 1967].

Дельта р. Инд — это низменная заболоченная аккумулятивная поверхность с множеством островов, покрытых мангровыми зарослями и водной растительностью. Морской край дельты активно выдвигается в море в течение последних нескольких тысяч лет со скоростью 9—10 м/год. За 3—5 тыс. лет образовалась равнина шириной 50 км. Основная часть материала, попадающего в береговую зону, перемещается на юго-восток от устья и питает широкие песчаные пляжи с высокими эоловыми формами в их тыльной части.

Таким образом, берега Красного моря обусловлены рифтовой структурой и широким развитием бухтовых форм типа «шерм», обязанных своим происхождением грабенам на краевых зонах Африканского материка и Аравийского п-ова. Для Красного моря характерно развитие аккумулятивных берегов и повсеместное развитие коралловых сооружений. Сбросовые берега характерны и для Аденского залива. Берега юго-восточной части Аравийского п-ова в основном аккумулятивные с примкнувшей террасой. В ряде случаев на берегу, особенно в западной части, отмечаются выходы вулканических пород, которые создают мелкобухтовое расчленение берега и обусловливают развитие абразионных берегов. Повсюду вдоль берегов Аравийского п-ова отмечается большое количество коралловых рифов. Аравийское побережье отличается крупнобухтовым расчленением и сочетанием абразионно-аккумулятивных и лагунных берегов с коралловыми постройками. Берега Персидского залива в основном аккумулятивные, а в его вершинной части развиты дельтовые берега. Юго-западный берег залива — аккумулятивный, а северо-восточный — дельтовый и далматинского типа. Берега Пакистана в основном абразионные, и только на юго-востоке располагается громадная дельта р. Инд.

Раздел 4

БЕРЕГА ЮЖНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (ИНДИЯ, ШРИ-ЛАНКА, БАНГЛАДЕШ, МЬЯНМА, ТАИЛАНД)

Общие сведения о регионе

В геологическом отношении берега описываемого региона определяются двумя крупными геологическими структурами. П-ов Индостан представляет собой древнюю платформу, в некоторых местах перекрытую мощным осадочным чехлом, а Юго-Восточная Азия — систему антиклинальных поднятий кайнозойской и раннемезозойской складчатости, отделенную от Индийской платформы краевым прогибом. Дельта крупнейшей реки мира — Ганга — также приурочена к краевому прогибу кайнозойского возраста. Тектонические разломы в описываемой области побережья определяют типы берегов только в северо-западной части п-ова Индостан (район Бомбея) и участка юго-восточной его оконечности, омываемой водами Полкского пролива. Субмеридиональная ориентировка тектонических структур Юго-Восточной Азии обусловливает преобладание берегов тектонического (далматинское) и эрозионно-тектонического расчленения.

Ветры, дующие в Аравийском море и Бенгальском заливе, определяют волновые условия в береговой зоне. Зимой преобладают ветры юго-западных и южных направлений, а летом — восточных и северо-восточных румбов (муссонная циркуляция). Чрезвычайно большое воздействие на берега оказывают волны, возбуждаемые тропическими циклонами восточных, юго-восточных и южных направлений, нередко приобретающими силу тайфуна, когда скорость ветра достигает 100 км/ч. Такие ураганы проносятся над п-овом Индостан в основном с августа по декабрь, и если они совпадают с морским приливом, то поднимаются волны до 12 м высотой, вызывающие катастрофические нагоны морских вод.

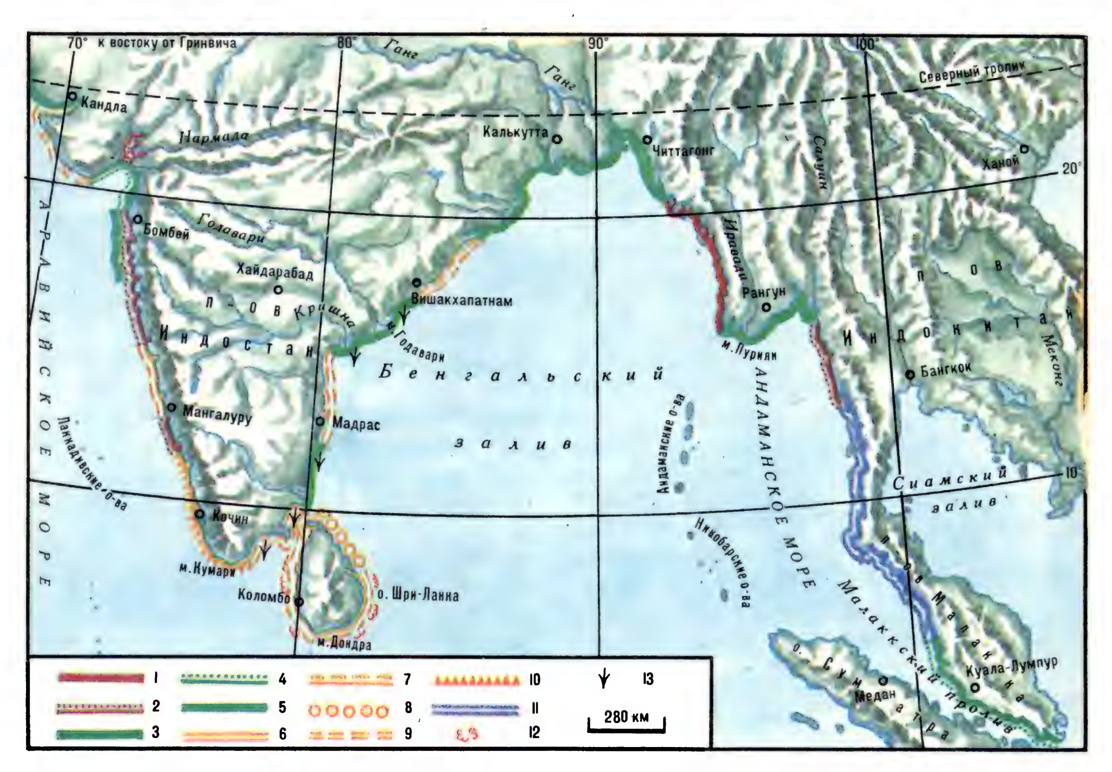
Общая длина берегов Индии 5850 км, из которых 2070 км подвергаются размыву (35,3%). Процессы абразии развиты в Махараштре, юго-восточном Кашхиаваре и близ м. Коморин. В этих районах размываются коренные породы, но нередки случаи отступания аккумулятивных берегов, как, например, в штате Керала. Древние абразионные береговые линии известны близ Баласоре, в северной части Ранн-оф-Коч, между Мангалуру и Бомбеем [*The Encyclopedia*... 1982].

Около четверти индийских берегов в настоящее время нарастают. Это относится в первую очередь к дельтовым берегам. По всему контуру морского края дельты Ганга на протяжении 280 км происходит аккумуляция осадков со скоростью 1—1,2 м/год в интервале глубин 1—3 м. Скорость нарастания дельты достигает 100 м/год, речные наносы питают также пляжи, расположенные восточнее, где они протягиваются на расстояние более 150 км (район Читтагонга) [*Chowdhuty*. 1974]. Дельта р. Маханади выдвигается со скоростью 10 м/год, рек Годавари и Кришны — 15, а Каувери — 5 м/год. Скорость осадконакопления у Мадраса, Вишакхапатнама и м. Годавари достигает 1 млн т/год. На берегах Индии широко представлены аккумулятивные берега, окаймленные пляжами. Наибольшей ширины они достигают на восточном побережье и побережье Керала. В ряде случаев на побережье развиты береговые бары, отчленяющие лагуны. В частности, на побережье штата Керала береговой бар отчленяет крупную лагуну Вембанад, вытянутую на 75 км.

Около половины индийских берегов имеют выровненный контур в основном за счет образования береговых баров и вдольберегового перемещения наносов. Более 400 км береговой линии на западном побережье Индостана, к которой приурочены выходы лав, и восточные берега п-ова Малакка имеют чрезвычайно изрезанные очертания, что связано с подтоплением морем эрозионных долин, прорезающих плотные коренные породы суши. Берега Юго-Восточной Азии покрыты манграми, которые прерываются клифами, речными устьями и пляжами.

Берега Индии отличаются относительной тектонической стабильностью. Здесь отмечаются террасы на высотах 150—180, 80—100, 55—60, 30—35, 15—20, 8—10 и 2—5 м. Две низкие террасы названы камбианской и конканианской. Дофландрская терраса обнаружена на глубине 90 м [*Chatterjee*. 1961].

Таким образом, береговая зона Южной и Юго-Восточной Азии подразделяется на несколько типов. Берега Юго-Восточной Азии, ингрессионные, сильно расчлененные



Типы берегов Индостана и Юго-Восточной Азии. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (далматинские, сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 3 — дельтовые, 4 — аллювиальных равнин; III. Берега с приливными осушками: 5 — илистые (типа ваттовых) и песчаные. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** IV. Выровненные берега: 6 — абразионно-аккумулятивные, 7 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 8 — аккумулятивные (пляжевые), 9 — аллювиально-морских равнин, 10 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой); V. Вторично расчлененные берега: 11 — абразионно-аккумулятивные бухтовые. 12 — Отдельные коралловые рифы и коралловые острова. 13 — Мангры

эрозионными процессами, характеризуются развитием субмеридионально ориентированных складчатых структур и соответственно развитием в ряде мест далматинского типа берега. Дельтовый тип берега характеризуется значительным осадконакоплением, развитием маршей, болот и мангров. Характерный аккумулятивный тип берегов свойствен равнинам восточного побережья Индостана. Малабарский тип берега Индии характеризуется весьма неровным береговым рельефом, причем структурные линии древнего фундамента ориентированы параллельно берегу, а третичные структуры — перпендикулярно к нему. Лавовый тип берега характерен для отрезка между Гоа и Гуджаратом, где большое значение в пределах побережья имеет субаэральная эрозия. Примерно теми же особенностями отличается Гуджаратская зона Камбейского залива. Ряд отрезков побережья и типы берегов контролируются разломами (Бомбей-Гоа) [The Encyclopedia... 1982].

На берегах Южной и Юго-Восточной Азии имеются доказательства как поднимающихся (поднятые террасы, пляжи, бич-роки), так и погружающихся берегов (ингрессионные заливы, затопленные леса, геологические данные).

Индийская платформа — одна из крупнейших металлогенических провинций мира. Мощные коры выветривания и активный снос рыхлого материала с континента в береговую зону океана вместе с последующим волновым перемывом обеспечивают широ-

«Ворота Индии» — город Бомбей

кое распространение на п-ове Индостан прибрежно-морских россыпей. В Западном рудном береговом районе Ратнагири-Малаван обнаружено 15 россыпей, содержащих магнетит, титаномагнетит, ильменит, рутил, турмалин, гематит с общими запасами 2 500 тыс. т. В Юго-Западном рудном районе Човгхат-Поннани-Куилон открыто 17 россыпей примерно того же состава с добавлением граната, циркона и монацита с общими запасами 55 млн т. В Южном районе Кумари зафиксировано 5 россыпей того же состава, что и в Западном районе, с запасами 2 млн т. В Юго-Восточном, Коромандельском и Восточном районах открыто 38 россыпей без подсчета общих запасов. В Восточно-Бенгальском районе Кокс-Базар (Бангладеш) открыта одна россыпь с запасами 200 тыс. т с содержанием железистых минералов, циркона, монацита и сфена. В Шри-Ланке на западе и востоке отмечено более 10 россыпей, в составе которых преобладают ильменит, рутил, циркон и монацит. Запасы этих россыпей более 4 млн т [*Тареева*. 1984]. В результате поисковых работ последнего времени на континентальном шельфе выявлены территории, перспективные на нефть, — близ Бомбея, в Камбейском заливе, у Андаманских, Никобарских и Лаккадивских о-вов, а также у Коромандельского и Малабарского побережий.

Во внешнеторговом обороте Южной и Юго-Восточной Азии громадную роль играют морские порты, которые одновременно являются одними из наиболее развитых промышленных центров стран региона. В Индии основные порты — это еще и военно-морские базы. Через порт Бомбей с грузооборотом 18 млн т проходит четверть внешнеторговых перевозок Индии, другой крупнейший порт, Мармаган, имеет грузооборот 14 млн т. Из этих портов осуществляется вывоз различных руд, химических продуктов, металлоизделий, хлопка, чая и др. В городах развиты машиностроение, судостроение, легкая и пищевая промышленность, нефтехимия.

Порт Коччи имеет грузооборот 7 млн т, через него вывозятся железная руда, кожи, каучук, копра, сандаловое дерево, слоновая кость, чай, пряности. В городе имеется тяжелая индустрия, нефтеперерабатывающая, текстильная и пищевая промышленность. Мадрас и Вишакхапатнам имеют грузооборот соответственно 10 и 12 млн т. Вывозятся руды (Вишакхапатнам — $^3/_4$ железной руды), металлы и металлоизделия, машины и оборудование, табак и др. Мадрас — центр машиностроения, нефтепереработки, кожевенного производства, текстильной и пищевой промышленности. Имеются и более мелкие порты — Кандла, Мангалуру с грузооборотом 3—5 млн т.

В Бирме на берегу моря находятся только три небольших порта: Ситуэ, Моламьяйн и Мьей, откуда вывозятся рис, копра, олово, вольфрам, каучук, древесина.

В Таиланде на берегу Андаманского моря располагается только один небольшой порт — Пхукет, находящийся на одноименном острове. Этот порт доступен для судов с осадкой только до 6 м. Вывозятся из этого порта олово, лес, каучук, перец, копра, рыба, а ввозятся товары широкого потребления. Город Пхукет — центр по добыче и выплавке олова.

Западные берега п-ова Индостан (от залива Кач до м. Коморин)

Горные области, занимающие п-ов Индостан, окаймлены выровненными слабонаклонными шлейфами, которые частично формируют предгорные равнины. За пределами этих шлейфов в сторону моря начинаются морские равнины, где отмечается серия разновозрастных террас. Наибольшую сохранность и почти повсеместное распространение имеют самые молодые аккумулятивные террасы, поднятые над уровнем океана на 2—3 и 6—10 м. Эти террасы сложены песками, ракушечниками и, реже, коралловыми известняками (например, близ Бомбея). Абсолютный возраст низкой террасы 4,5—6,5 тыс. лет, более высокой около 25 тыс. лет. Они фиксируют эвстатический подъем уровня вод океана двух трансгрессивных эпох, одна из которых была в позднечетвертичное время, а другая — в голоцене [*Нико-*

лаев. 1970]. Хуже сохранились более древние береговые линии. На западном побережье они развиты в районах близ Бомбея, Мангалуру, а на восточном — в окрестностях Мадраса — Пондишери. На берегах Бомбейского залива отмечаются абразионные террасы и береговые линии на высотах 14—18, 27—33, 50—60 и 80—100 м. Судя по данным Ш. П. Чаттерджи [*Chatterjee.* 1961], на других участках побережья береговые линии отмечаются на сходных высотах. Береговые линии древних морских трансгрессий редко примыкают к подножию прибрежных гор, а как правило, их разделяет зона предгорных шлейфов [*Николаев.* 1970].

Судя по преобладанию риасового типа расчленения берега и наличию глубоких эстуариев в устьях рек, побережье Конкана (Западная Индия, район Бомбея и южнее его) испытывает унаследованное опускание. Другие участки побережья Индостана, расположенные на окраинах кристаллического щита, медленно поднимаются. Последним свойственны лагунные берега, сформировавшиеся в позднем плейстоцене — голоцене. На восточных берегах Индостана с лагунными берегами сочетаются выдвинутые дельты рек, развитые в областях опускания. Близ побережья Индостана на шельфе отмечены следы плейстоценовых регрессий, о чем, в частности, говорят подводные долины Инда и Ганга, врезанные до глубины не менее 100 м. Имеются признаки незначительной голоценовой регрессии океана, за которой последовала современная трансгрессия (затопленный лес на восточном берегу Бомбейского залива; несколько храмов южнее Мадраса оказались на дне Бенгальского залива и т. д.). Между Бомбеем и Карваром террасовые уровни прослежены на глубинах 55, 75, 85 и 95 м. Радиоуглеродный возраст террас на глубинах 75—95 м около 10 тыс. лет. Увязка подводных террас на западном и восточном шельфах Индии усложняется влиянием изостатического прогибания под тяжестью мощной толщи осадков, выносимых Индом и Гангом [*Nair.* 1974].

Берега залива Кач, расположенного на крайнем северо-западе побережья Индии, в основном низменные, аккумулятивные. В северной части залива идет активная аккумуляция осадков, поступающих из р. Инд, но вдольбереговое перемещение осадков блокируется сильными приливными течениями, которые играют роль своеобразного динамического барьера. Приливные течения блокируют дальнейшее перемещение встречного потока наносов из Инда и задерживают распространение грубых наносов в южном направлении. В то же время более тонкие наносы, находящиеся во взвешенном состоянии, преодолевают этот динамический барьер и отливными и речными течениями выносятся в океан на расстояние 1,5 тыс. км [*Nair et al.* 1982]. Приливо-отливные течения играют существенную роль в формировании рельефа дна залива, где этими течениями выработана узкая депрессия глубиной более 60 м [*Wagle.* 1979].

Расположенный южнее Камбейский залив, так же как и залив Кач, окаймлен низменными илистыми берегами, часто заболоченными. Залив является местом стока многочисленных полноводных рек, которые выносят массу аллювия и имеют эстуарии в приустьевой части. Последнее обстоятельство свидетельствует о постоянном и унаследованном тектоническом погружении берегов залива.

Далее на юг, между Бомбеем и Гоа (Конкан), отмечается большое разнообразие форм берегового рельефа, которое обусловлено климатическими и особенно литологическими условиями. В северной части района развиты выветрелые, легко разрушаемые базальты. В условиях жаркого и влажного климата они быстро разрушаются эрозионными процессами. В периоды трансгрессий в нижней части склонов разрушению базальтов способствовала также абразия. В северной части района сформировалась обширная прибрежная равнина комплексного происхождения, окаймленная приливными илистыми осушками. В центральной части побережья Конкан чередуются сложенные базальтами мысы с высокими клифами, широкими бенчами и заливы, заполняющиеся песчаным материалом. Участки наибольшей абразии мысов отмечаются на их южной и западной сторонах, открытых муссонным ветрам, а участки аккумуляции приурочены к северной стороне мысов и разделяющим их заливам [*Arunachalam.* 1964].

В Гоа развиты обширные пляжи, созданные в результате вдольберегового перемещения песчаного материала с юга на север. Стационарными работами было установлено, что

Город Бомбей расположен на низменном берегу

Мангровые заросли острова Элефант близ Бомбея

во время муссонов в указанном направлении перемещаются около 45 тыс. $м^3$/сут, причем перемещение осуществляется не только по пляжу, но и в пределах подводного склона на глубине до 4 м [*Antony*. 1976].

Специальные исследования показали, что морфологические изменения пляжей являются цикличными на протяжении года. Значительный размыв пляжей начинается в апреле и сопровождается отступанием береговой линии на 30—40 м. В июле—августе интенсивность размыва резко падает, и начинают проявляться процессы аккумуляции, максимум которой отмечается в марте—апреле. На фоне общей фазы аккумулятивного процесса в ноябре—декабре наблюдается вторичный цикл размыва. Все эти изменения пляжей связаны с гидродинамическими особенностями побережья [*Murty et al.* 1982].

Между 16 и 18° с. ш. вдоль побережья протягивается плато, сложенное латеритами, со средней высотой около 200 м. Главным агентом разрушения края этого плато выступает абразия. Для этого отрезка берега характерны активные клифы и связанные с ними аккумулятивные формы типа кос, в вершинах бухт располагаются небольшие пляжи.

В южной части побережья Конкан к урезу выходят кристаллические породы, которые в гораздо меньшей степени подвержены абразии. Здесь в устьях многочисленных рек отмечаются эстуарии, на берегах выработаны молодые абразионные террасы высотой до 3 м, которые развиты на всем побережье, а также встречаются приливные осушки и пляжи [*Dikshit*. 1976]. На описываемом побережье известны участки развития каменистых платформ, которые В. С. Кайлом [*Kale*. 1980] рассматриваются как древние бенчи, ограниченные со стороны суши отмершим клифом. По мнению В. Кайла, после некоторого снижения уровня (или поднятия берега) эти бенчи выведены из зоны активного волнового воздействия и перекрыты флювиальными и эоловыми осадками. В некоторых местах эти осадки литифицированы и превращены в бич-рок. Древние бенчи способ-

ствуют рассеиванию энергии волн и осаждению тонкого материала с образованием небольших осушек вдоль побережья Конкана.

В пределах штата Керала, занимающего юго-западную окраину Индостана, побережье окаймлено системой береговых баров, перед которыми на подводном склоне располагаются илистые банки. В северной части штата отмечается относительная стабильность аккумулятивных форм. Абразия и аккумуляция в береговой зоне практически уравновешивают друг друга, хотя на некоторых участках наблюдается явное преобладание аккумуляции. Так, в окрестностях Аллеппи в период с 1964 по 1969 г. расширение пляжа составило 20 м [*Varma, Varadachari.* 1977]. В южной части стабильность берега носит временный характер, и в зависимости от направления волнений здесь могут происходить значительные размывы берега. Так, например, пляж в окрестностях Пуннаппра в 1965 г. расширился до 210 м, а в 1969 г. сократился до 80 м; в районе Пуркад за 1964—1969 гг. пляж сократился на 25 м и в муссонный период 1969 г. был полностью уничтожен. Вообще берега Юго-Западной Индии подвергаются значительным сезонным изменениям, которые предопределяются летними и зимними муссонами. Тенденция к размыву берегов обнаружена при действии волн, подходящих к берегу под углом 220—240°, а при волнах, подходящих под углом 280—300°, наблюдается тенденция к аккумуляции наносов на берегу. Таким образом, возникновение зон размыва и аккумуляции зависит от направления подхода волн, их периода и условий рефракции [*Shenoi et al.* 1982]. В частности, пляж Тривандрам под воздействием летнего муссона 1976 г. сократился вдвое, в период зимнего муссона отмечался менее интенсивный размыв. Характерно, что в период между муссонами пляжи почти полностью восстанавливаются, хотя некоторые потери пляжевого песка все же имеются. Так, на уже упоминавшемся пляже Тривандрам после летнего муссона 1976 г. отмечались потери 102×10^3 м^3 песка, в сентябре—ноябре произошла аккумуляция песка на пляже в объеме 91×10^3 м^3. Небольшой размыв пляжа в декабре—январе полностью компенсировался аккумуляцией в феврале—марте. В целом за сезон потери пляжа составили 34×10^3 м^3 на 1 пог. км пляжа [*Varma, Varadachari.* 1977; *Varma et al.* 1981].

Окрестности Мангалуру — важного в индустриальном, рекреационном и рыболовном отношении района — окаймлены пляжами. В течение 3 лет проводились детальные ежемесячные наблюдения за изменениями пляжей вдоль песчаных пересыпей, блокирующих устья рек Гурпур и Нетравати. Основное волнение генерируется юго-западными муссонами (июнь—сентябрь) и северо-западными ветрами (декабрь—май). Речной поток, выходя из объединенного устья двух рек и комбинируясь с приливными течениями (выс. прилива до 1,7 м), играет роль своеобразного барьера на пути вдольберегового транспорта наносов. Соответственно в муссонный период, когда наносы движутся на север с южной стороны речного устья, происходит задержка наносов и нарастание пляжей пересыпи, а с северной стороны — размыв. В зимние месяцы более спокойной погоды, когда наносы перемещаются вдоль берега к югу, наблюдается обратная картина: аккумуляция и наращивание пляжей с северной стороны устья и размыв пляжей — с южной его стороны. Однако размыв с северной стороны устья в летний период столь велик, что аккумуляция материала зимой не может восполнить летние потери наносов. Поэтому на этом участке преобладает отступание берега. Анализ механического состава пляжевых осадков также показывает значительные сезонные колебания и подтверждает особенности распределения во времени и в пространстве процессов размыва (погрубение пляжевого материала) и аккумуляции (отложение более тонких осадков) [*Reddy et al.* 1982].

Большое значение для динамики берега в штате Керала имеют так называемые илистые банки, развитые на подводном склоне. Под илистыми банками понимаются участки развития глинистых илов мощностью 1—2 м, поверхностные слои которых при воздействии волнения приходят в коллоидное состояние. Большая насыщенность прибрежных вод илистым материалом способствует повышению вязкости воды, гашению энергии волн, и в результате над банками площадью 10—25 км^2 отмечаются районы спокойной воды даже в период штормов. Это явление наблюдается только во время муссонов, так как при ветрах других направлений илистые

взвеси рассеиваются. Илистые банки служат своеобразным блокирующим элементом берега, и за ними не происходит размыва. В то же время там, где илистые банки отсутствуют, размыв берегов, особенно аккумулятивных, заметно усиливается. Это обстоятельство имеет важное значение при проектировании защитных гидротехнических сооружений [*Rao et al.* 1980; *Murty et al.* 1980]. Значительные отрезки берега, особенно близ Коччи и южнее, подвергаются сильному размыву. Построенные для защиты берега стенки и буны хотя и стабилизировали отдельные участки берега, но низовой размыв вызвал в ряде случаев усиление абразии до 20—30 м/год. Отражение волн от береговых стенок на многих участках привело к сокращению ширины пляжа и образованию крутого подводного склона. Наоборот, в других районах, например у Пуннаппра, отмечается аномальное наращивание берега. Распределение абразионных и аккумулятивных участков вдоль побережья штата Керала объясняется расположением вышеописанных илистых банок [*Murty et al.* 1980].

Восточные берега п-ова Индостан (от м. Коморин до дельты р. Ганг)

Берега Индостана в районе Полкского пролива, отделяющего полуостров от о. Шри-Ланка, низменные, илистые, заболоченные, покрытые мангровыми зарослями, которые во время сильных дождей и сизигийных приливов затапливаются водой.

Юго-восточные берега Индостана также в основном низменные аккумулятивные, часто окаймленные мангровыми зарослями, на суше, на некотором отдалении от береговой линии, местами протягиваются древние песчаные дюны, вытянутые параллельно берегу. Несомненно, что дюнные гряды являются реликтами древних аккумулятивных форм, фиксировавших более высокий уровень океана в относительно недавнем прошлом. Ближе к Мадрасу берега целиком слагаются песчаными отложениями и окаймлены широкими песчаными пляжами. Эти пляжи являются частью береговых баров, вытянутых вдоль побережья и отчленяющих от океана серию лагун. Судя по конфигурации аккумулятивных форм и составу наносов, их слагающих, не остается сомнений в том, что они созданы путем выброса материала со дна Бенгальского залива к урезу. Подобные же аккумулятивные образования типа баров распространены и севернее Мадраса, вплоть до дельты крупнейшей реки Восточного Индостана — Кришны. Таким образом, аккумулятивные лагунные берега, окаймленные барами, протягиваются вдоль восточных берегов Индостана более чем на 350 км.

Далее на северо-восток на берегу Индостана выделяются две крупные дельты рек, Кришны и Годавари, которые в настоящее время в процессе роста и выдвижения в Бенгальский залив почти слились между собой. В пределах суши дельты разделены оз. Коллеру, которое в свое время, видимо, являлось эстуарием, существовавшим при более высоком уровне, а в процессе опускания уровня и наращивания берега этот бывший эстуарий отчленился от океана и превратился в лагуну [*Babu*. 1979]. Южнее устья р. Годавари отмечается размыв берегов, сложенных вулканогенно-осадочными породами палеогена, скорость абразии достигает 2 м/год при средних значениях 0,05 м/год.

Предгорья Восточных Гат, развитые в тыльной части обеих дельт, представляют собой расчлененное плато с выходами гнейсов архейского возраста и миоценовых песчаников и липаритов. Собственно дельты сложены комплексом аллювиально-дельтовых и морских осадков. В их пределах выделяются древние береговые линии, отмечающие стадии роста дельт, серии древних береговых валов, отмершие русла, прирусловые валы, мангровые болота заросших лагун, приливные осушки, желоба стока приливных вод и песчаные дюны. Выделяются по крайней мере четыре стадии роста дельт, включая современную. Самой древней стадии дельт соответствует болотисто-маршевая поверхность, окружающая оз. Коллеру и сложенная солоноватоводными глинами и илами. Древние береговые линии четко фиксируются сериями песчаных береговых валов, которые располагаются на илистой дельтовой равнине. Эти серии древних береговых валов в дельтах и придельтовых равнинах по аналогии с подобными образованиями в дельте Миссисипи получили название чениер-пленов. Береговые валы образовались из аллювия рек, вынесенного в море, перемытого им и вновь выброшенного к урезу путем попере-

чного перемещения наносов. Реликтовые береговые валы имеют высоту обычно 1—2 м и вытянуты параллельно древней береговой линии. Западнее русла Годавари высоты этих древних береговых линий над средним уровнем моря составляют (от древних к молодым) 6—7, 5,5—3,5, 3—1,5 и 2—1,5 м. Восточнее дельты Годавари высоты береговых линий составляют 8,5, 6,5—2,8, 6—2 и 3,5—1,5 м. Все береговые линии и стадии роста дельты имеют голоценовый возраст [*Rao, Vaidyanadham*. 1979]. В устьевых частях главных рукавов дельт за последние годы возникли устьевые косы, которые образовались в результате увеличения твердого стока рек за последние 100 лет. Эти косы способствуют выдвижению дельт в море, а их разнонаправленная ориентировка связана с вдольбереговыми миграциями при сезонном проявлении юго-западных и северо-восточных муссонов. Косы в конечном итоге отчленяют лагуны, которые заполняются осадками, и тем самым способствуют наращиванию дельт. Рядом авторов отмечается интенсивное обмеление шельфа перед дельтами рек, в чем значительную роль играют приливные течения, поставляющие наносы [*Babu*. 1978; *Sambasiva*. 1979].

Северо-восточнее описанных дельт вплоть до следующей крупной дельты р. Брахмани протягивается низменный, выровненный, аккумулятивный берег, окаймленный широкими пляжами. Наблюдения над динамикой пляжей в районах Вишакхапатнам-Бхимунипатнам и Джопалпура показали четкий сезонный ритм изменений пляжей. С января по август происходит наращивание пляжей (на 3 м), а с сентября по декабрь — его размыв. Максимум изменений, естественно, наблюдается вдоль фронтальной части пляжей. Все изменения последних связаны с интенсивностью вдольберегового потока наносов, направленного к северу [*Shrivastava, Rao*. 1976] и имеющего мощность, по экспериментальным данным, $3{,}06 \times 10^6$ м^3. Часть этого материала в период спокойных волновых условий во время юго-западного муссона аккумулируется на пляже, но в штормовое время при северо-восточном муссоне пляж активно абрадируется [*Sastry et al*. 1979]. Интересно отметить, что осадки пляжа также периодически по сезонам обогащаются тяжелыми минералами. В качестве индикатора был выбран красный гранат, насыщающий фракцию крупнозернистых песков. В отличие от монацитовых черных песков, широко развитых на Индийском побережье Бенгальского залива, красные гранатовые пески встречаются гораздо реже. Сравнение минералогического состава пляжевых песков в начале и в конце спокойного волнового периода между двумя муссонами показало увеличение содержания граната на 15%. Это обогащение граната связано с переработкой аллювиальных осадков волнами. В тыловой зоне пляжа содержание граната еще на 15% выше, чем на морской стороне, что связывается с выдуванием минералов легкой фракции превалирующими морскими ветрами [*Sastry et al*. 1981].

Расположенная севернее Джопалпура крупная общая дельта рек Маханади и Брахмани имеет примерно такое же строение, как и описанные выше дельты Кришна — Годавари.

В береговую зону Бенгальского залива, омывающего берега штатов Орисса и Андхра-Прадеш, из рек поступает очень большое количество материала, содержащего полезные компоненты. В результате формируется вышеописанный вдольбереговой поток наносов. В составе аллювия и материала абразии клифов содержится в среднем около 5% тяжелых минералов, а на некоторых участках их содержание достигает 75%. Гидродинамические условия у восточных берегов Индостана определили образование обширных и многочисленных береговых россыпей тяжелых минералов.

Берега дельты р. Ганг (от устья р. Маханади до города Читтагонг)

На северо-западном побережье Бенгальского залива, между дельтами Маханади-Брахмани и одной из крупнейших рек мира — Ганга, в районе города Дигха выделяются следующие элементы рельефа: широкий пляж, реликтовые лагуны, аллювиально-морская равнина и дюнные гряды. Пляж имеет ширину до 1 км и сложен тонкозернистыми песками, а северо-восточнее, ближе к дельте Ганга, пляж сменяется обширными илистыми осушками. В центральной части района за пляжем располагаются заболоченные участки (лагуны), питаемые водотоками и затапливаемые приливами. Пляж примыкает к аллювиально-

морской равнине с плоской поверхностью, осложненной серией береговых дюн. Число дюнных гряд составляет от 2 до 5. Современные дюны, окаймляющие пляж, имеют высоту до 15 м и местами подмываются во время приливов. Более древние гряды дюн задернованы и достигают высоты до 15 м. Дюны протягиваются параллельно берегу и маркируют плейстоценовые береговые линии отступившего моря. В основании дюн располагаются древние береговые валы, перевеянные впоследствии южными и юго-западными ветрами [*Barna, Bhattacharyya*. 1979, 1976; *Chakrabarti*. 1977].

Пляжи в районе Дигха подвержены современному размыву. Подсчитано, что отступание берега с 1877 по 1968 г. составило 1050 м. Стационарные наблюдения на пляже показали, что, как и в более южных районах, возвратно-поступательное движение песка в береговой зоне носит сезонно-цикличный характер. В летние месяцы в период волнений с короткопериодными волнами наблюдаются потери песка с пляжа, который выносится на подводный склон разрывными течениями. В муссонный период во время штормов и сильных ливней также продолжается удаление песков с пляжа в сторону моря или путем вдольберегового перемещения наносов. Зимой, в период спокойных волновых условий, отмечается наращивание пляжей [*Chakrabarti*. 1977]. Питание пляжей осуществляется за счет твердого стока рек Ганга и Брахмапутры.

Северный берег Бенгальского залива образован дельтой реки Ганг и на протяжении почти 400 км представляет собой цепь низких аккумулятивных островов, покрытых густыми зарослями. Острова отделяются друг от друга многочисленными реками и протоками, от островов простираются обширные отмели. Восточный берег вершины Бенгальского залива (восточная часть дельты Ганга) несколько выше западного, но тем не менее этот участок также аккумулятивный, местами заболоченный, опоясан мангровыми зарослями, и только в некоторых, более возвышенных местах развиты тропические леса. Вдоль берега часты илистые отмели, приливные осушки и небольшие аккумулятивные островки, обнажающиеся во время отлива. Рельеф подводного склона весьма сложный, что связано в первую очередь с действием приливо-отливных течений и интенсивной аккумуляцией наносов, выносимых многочисленными мелкими реками.

Образование и развитие восточной и западной частей дельты зависят от основных геоструктурных форм, тектоническая активность которых продолжается до настоящего времени. Тектоническая депрессия в восточной части дельты не успевает полностью заполняться осадками, несмотря на громадное количество отлагаемого здесь материала, выносимого Брахмапутрой и Мегхной. Твердый сток Брахмапутры равен 900 млн т/год, твердый сток Мегхны не определен. Западная часть дельты растет за счет твердого стока Ганга, который равен 500 млн т/год. Одной из причин отставания в скорости роста восточной части дельты от западной является цементация наносов, поступающих в западную часть. Таким образом, диспропорция развития дельты р. Ганга связана не только с простым соотношением количества отлагаемого реками материала [*Chowdhuty*. 1966]. Осадки, поступающие из рек, частично переносятся в восточном направлении, где питают широкие пляжи. Так, например, у города Читтагонга песчаные пляжи протягиваются почти на 150 км вдоль берега.

Индоокеанские берега Юго-Восточной Азии (Мьянма, п-ов Малакка)

Восточный берег Бенгальского залива в пределах Индии также остается низменным, в основном аккумулятивно-дельтовым. Здесь впадает множество мелких рек, которые придают специфический облик прибрежной равнине, занятой тропическими лесами и мангровыми зарослями. Только южнее города Кокс-Базара на протяжении около 30 км аккумулятивные участки берега чередуются с абразионными. Берега окаймлены широкими отмелями и осыхающими илистыми участками дна.

В Бирме облик восточного берега Бенгальского залива изменяется; здесь в целом преобладают абразионные процессы, а аккумулятивные характерны только для дельтовых участков. В средней части побережья берега Мьянмы имеют облик риасовых, с обилием глубоких заливов и островов, сложенных коренными породами. На подводном склоне отмечаются обширные отмели, скалы, корал-

ловые рифы. Юго-западной оконечностью восточного берега Бенгальского залива является м. Модин, севернее которого берег абразионно-аккумулятивный. От м. Модин берег резко изменяет свое направление на широтное. Это уже северный берег Андаманского моря. Здесь расположены дельты крупных рек Иравади и Ситаун, которые определяют широкое развитие низменных аккумулятивных островов, сложенных песчано-илистыми отложениями, большую заболоченность, повсеместное распространение мангровых зарослей, изрезанность протоками и речными рукавами. Берега описанного типа протягиваются еще на 290 км до устья р. Салуин, характерной чертой дельты которой является ее незначительная высота над уровнем моря (менее 16 м). Площадь дельты Иравади 31 тыс. км^2, а скорость ее роста составляет 50 м/год [*Ohya*. 1966].

От р. Салуин направление берега вновь меняется на меридиональное. Здесь, на восточном берегу Андаманского моря, на протяжении более 200 км, на юг протягивается в основном абразионный берег, и только в бухтах развиты пляжи, а аккумулятивно-дельтовые процессы преобладают в устьях многочисленных мелких рек. Далее на юг, до самой южной оконечности п-ова Малакка, распространены низменные аккумулятивные берега, покрытые манграми и тропическими лесами с редкими пляжами, окаймленные со стороны моря многочисленными отмелями, островами, коралловыми рифами. Коралловые рифы Малайзии, по данным П. Мориса [*Morris*. 1978], имеют возраст 36—33 тыс. лет и целиком образуют острова или окаймляют небольшие тела изверженных пород. Наряду с окаймляющими есть и барьерные рифы, атоллы встречаются редко.

Вдоль берега Малакки протягивается большое количество подводных и береговых валов, а также редкие аккумулятивные формы типа кос. Материал перемещается вдоль берега в северо-западном направлении и поступает в береговую зону в результате выносов рек и размыва песчаных пляжей в периоды действия муссонов и связанных с ними сильных волнений. Эти же волнения вызывают смещение современных морских аккумулятивных форм в сторону суши и сужение лагун [*Zakaria*. 1975].

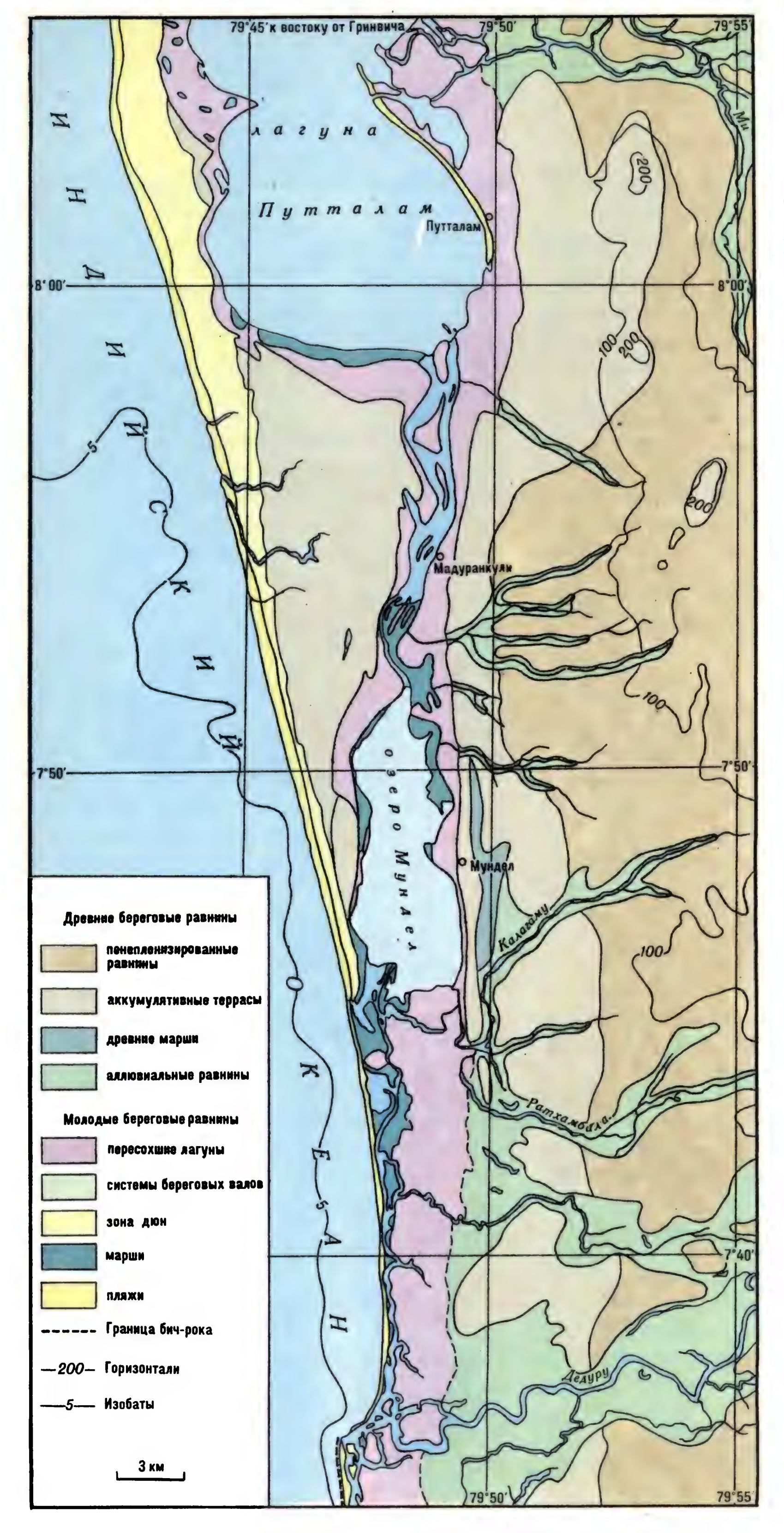
В пределах п-ова Малакка, на некотором расстоянии от берега, на прибрежной низменности, заросшей тропическим лесом, выделяются древние береговые линии на высотах 6, 10—12, 16—18, 30—33, 50 и 75—80 м. Эти формы рельефа побережья исследованы мало, более достоверны сведения о низких и соответственно более молодых морских террасах. Молодая, по всей вероятности, голоценовая терраса развита почти повсеместно, и даже в дельтовых областях, где отмечается чередование серий древних береговых валов, параллельных береговой линии. Высоты валов колеблются от 2,5 до 6 м, а ширина зоны, занятой валами, от 150 м до 3 км. За каждой серией валов развиты древние лагуны [*Zakaria*. 1975].

Берега о. Шри-Ланка

О. Шри-Ланка опоясывается в основном берегами аккумулятивного типа. Здесь широко развиты песчаные пляжи и осушка, бары и отделяемые ими лагуны, окаймляющие рифы и бич-рок. Отмечаются также поднятые аккумулятивные формы, коралловые образования и бич-рок [The Encyclopedia... 1982; *Swan*. 1975]. Древние береговые террасы известны на высотах 2—3, 4—6, 15—20 и 30—40 м. На восточном побережье, защищенном от юго-западных муссонов, развиты мангровые заросли. Береговая линия прерывается устьями рек и лагун, но в юго-западной части острова имеются и абразионные формы. Юго-западные берега острова определяются сезонным волновым воздействием при малой высоте прилива. Пляжи, окаймляющие $^9/_{10}$ берегов, местами защищены коралловыми рифами или сложены бич-роком. Активный размыв пляжей осуществляется летом, причем отступание берегов за это время составляет около 39 м. В зимние месяцы пляжи восстанавливаются [*Swan*. 1975; *Cooray*. 1968].

В Полкском проливе, в архипелаге Адамов Мост, отмечены приподнятые коралловые рифы, возраст которых 4 тыс. лет [*Stoddart, Pillai*. 1972]. Современная береговая линия острова образована в результате выравнивания берега путем абразии мысов и заполнения наносами или отчленения аккумулятивными формами заливов.

Берега Индостана характеризуются сложным сочетанием различных типов берегов. Мел-



Карта геоморфологических зон северо-западного берега острова Шри-Ланка

кобухтовый абразионно-аккумулятивный берег Пакистана на востоке сменяется дельтой Инда и аккумулятивным о. Кач (древняя дельта). В районе Бомбея развиты крупнобухтовые абразионно-аккумулятивные берега. Малабарское побережье характеризуется преобладанием низменных аккумулятивных берегов с широкими пляжами и хорошо выраженными в рельефе лагунными формами. Эти образования созданы в результате перемещения наносов в северном направлении при воздействии летних муссонов. На Кормандельском побережье и северном побережье Бенгальского залива преобладают аккумулятивные берега, созданные наносами, поступающими в северном направлении. Здесь же выделяются крупные дельтовые формы, развитие которых (особенно Ганга) происходит при существенном влиянии приливов. Берега Мьянмы и Малайзии преимущественно абразионно-аккумулятивные, бухтовые, расчленение которых обусловлено выходом к берегу под косым углом крупных складчато-глыбовых структур гор альпийского пояса складчатости. На этом фоне выделяется дельта р. Иравади, где широко развиты приливные осушки и мангровые берега.

Раздел 5

ИНДООКЕАНСКИЕ БЕРЕГА АВСТРАЛИИ

Общие сведения о регионе

Большая часть Австралии в геологическом отношении представляет собой древнюю платформу, перекрытую относительно маломощным осадочным чехлом. Только восток и юго-восток материка, а также о. Тасмания сформированы структурами палеозойской складчатости. Система крупных тектонических разломов земной коры нарушает целостность Австралийской платформы, но располагается на некотором расстоянии от современных берегов и, таким образом, не играет существенной роли в формировании побережья. Только на п-овах Арнемленд и Кимберли разломы привели к образованию крупных заливов Жозеф-Бонапарт, Кинг и др.

Северное и западное обрамление платформы определяется широким развитием аккумулятивных равнин с формами рельефа морской и аллювиально-морской аккумуляции. В Южной Австралии к береговой черте подходят пластовые и цокольные равнины, нагорья и складчато-глыбовые горы, перемежающиеся с аккумулятивными равнинами. Берега Австралии, омываемые водами Индийского океана, развиваются в основном по типу абразионно-бухтовых и выровненных абразионных. Только на севере и северо-западе материка определяющее значение имеют коралловые и мангровые берега, на западе отмечаются участки абразионно-аккумулятивных берегов, а выровненные аккумулятивные берега характерны только для окрестностей города Перт и участка восточнее города Аделаида.

Формирование современного рельефа берега связано с волновым воздействием, сила которого возрастает по мере продвижения на юг. Северная и Западная Австралия в течение полугода (с ноября по апрель) подвергается действию мощных тропических циклонов, приходящих с севера, северо-востока и северо-запада. Обычные ветры имеют преобладающие направления: западное и северо-западное на северных берегах материка; южное, юго-западное — на южных берегах. Максимальные высоты волн наблюдаются с мая по октябрь, когда на побережье обрушиваются волны высотой до 20 м. Наибольшему волновому воздействию подвергаются южные и юго-западные берега Австралии. Во внештормовое время высота волн не превышает 2 м. Наибольший морфологический эффект получается при одновременном воздействии ветровых волн, вызванных штормом или тропическим циклоном, и приливных волн. Приливы на берегах Австралии достигают значительной величины, особенно на северо-западном побережье. Так, в заливе Карпентария приливы достигают 2,4—3,2 м, на северо-западных берегах — 10,6—11,4 м (!), тогда как на западных и южных берегах величина прилива составляет всего 1—1,7 м. В бухтах Тасмании прилив достигает 2,2 м, но обычно не превышает 0,8 м.

Наиболее характерными береговыми формами рельефа в заливе Карпентария являются системы береговых валов типа чениерпленов. Абразионные берега сопровождаются клифами и бенчами, а аккумулятивные — широкими пляжами и береговыми барами. Большое значение имеют коралловые и мангровые берега, особенно на севере и северо-западе материка. В пределах побережья развиты древние морские террасы, ограниченные береговыми линиями на высотах 2,5—3, 8—10, 30—32, 75—110 и 130—200 м с хорошо выраженными реликтовыми формами рельефа — бенчами и береговыми валами и морскими осадками. В некоторых районах, в частности близ города Аделаиды, установлены тектонические деформации древних береговых линий. Весьма характерными формами рельефа, сопровождающими береговые образования, являются современные и древние дюны, зачастую сцементированные карбонатом кальция и превращенные в эолиниты. Реликтовые дюны развиты не только в пределах суши, но и на шельфе, где также фиксируют древние береговые линии.

Аридный климат Западной Австралии способствовал накоплению мощных толщ эоловых песков, которые при последующем воздействии морских волн подверглись дополнительной сортировке и сепарации тяжелых минералов. Благодаря этому здесь сформировались многочисленные прибрежно-морские россыпи, на базе которых возник крупный рудный район. Основными компонентами россыпей являются ильменит, лейкоксен, циркон, монацит, рутил, запасы которых составляют 30 млн т. Месторождения желез-

ной руды имеются на островах в заливе Кинга (северо-запад) и на Тасмании, где разрабатываются также месторождения полиметаллов. На п-ове Кейп-Йорк вблизи города Уэйпа и на п-ове Арнемленд в районе города Гов разрабатываются крупные залежи бокситов, а на о. Грун-Айленд в заливе Карпентария — марганцевые руды. Здесь же, на п-ове Арнемленд, обнаружены месторождения урана. На шельфе у северо-западного и южного побережья Австралии добывается нефть (о. Барроу, месторождения Ранкен и Кингфиш).

Самые удобные бухты и заливы, а соответственно и крупные порты находятся в Восточной и Юго-Восточной Австралии, а западные, юго-западные и особенно южные берега материка удобных гаваней почти не имеют. На огромном протяжении западного и юго-западного побережий расположено всего несколько крупных заливов — Эксмут, Шарк, Географа. Самая удобная гавань находится в устье р. Суон, где расположен порт Фримантл. На северном берегу Австралии мелководье, илистое дно, кораллы и сплошная полоса мангров не позволяют крупным судам приблизиться к берегу. Для создания удобных подходов здесь необходимо прокладывать каналы, а на берегах сооружать искусственные гавани.

Берега Южной Австралии, омываемые водами Большого Австралийского залива, круты и на всем своем протяжении не имеют сколько-нибудь удобных бухт и якорных стоянок. В восточной части этого побережья находятся узкие и длинные заливы — Спенсер и Порт-Филлип, в которых расположено несколько важных морских портов.

В северной части страны действует порт Дарвин, хорошо оборудованный, с грузооборотом около 1 млн т. Вывозятся медная руда, скот, шкуры, рыба, ввозятся нефтепродукты и генеральные грузы. Из числа наиболее крупных промышленных предприятий города следует упомянуть авиационные и железнодорожные мастерские, металлообрабатывающие, лесопильные, швейные и пищевые предприятия. Дарвин является административным центром Северной территории.

В восточной части п-ова Арнемленд находится крупное месторождение бокситов с запасами 250 млн т. Здесь построен завод, изготавливающий глинозем, и имеется порт для его вывоза — Гов. Основной импортер — Япония. В северной части западного берега п-ова Кейп-Йорк сложился крупный горнодобывающий и промышленный район Уэйпа, где добываются бокситы и производится глинозем. Запасы бокситов 3 млрд т. Продукция вывозится морем из порта Уэйпа. Для вывоза марганцевой руды с о. Грут-Айленд в заливе Карпентария также построен порт.

Основными портами на северо-западном берегу Австралии, через которые производится вывоз железной руды, являются Дампир и Порт-Хедленд с грузооборотом 35 млн т. Оба они хорошо оснащены механизмами для перегрузки руды и концентратов. В этих городах построены заводы окатышей.

Крупнейшим торгово-промышленным городом запада Австралии является город Перт с аванпортами Фримантл и Куинана. Оба порта принимают суда до 60 тыс. т водоизмещением, грузооборот соответственно 12 и 5 млн т. Вывозятся руда, продукция сельского хозяйства, лесоматериалы, ввозятся нефть, фосфаты, удобрения, машины, металлы, другие грузы. В Фримантле имеются нефтеперерабатывающие, автосборочные, деревообрабатывающие предприятия, судоверфь, бумажная и пищевая промышленность. В Куинане развиты черная и цветная металлургия, химическая, электротехническая промышленность, машиностроение.

Крупным городом и портом является Аделаида на юго-востоке страны. Город расположен на берегу залива Сент-Винсент. Здесь имеются старые отрасли промышленности — мукомольная, переработка фруктов и т. д. и новые — производство автомобилей, запчастей, холодильников, радиоприемников, телевизоров. В заливе Спенсер расположен порт Огаста, через который экспортируется пшеница, шерсть и другие товары. Здесь же находится новый крупный центр выплавки качественных черных металлов, судостроения — город Уайалла.

В заливе Порт-Филлип расположен город Мельбурн, в котором развиты пищевая промышленность, производство сельскохозяйственных машин, удобрений, предприятия химической, машиностроительной и других отраслей тяжелой промышленности. Порт Мельбурна обширен и удобен для захода крупных океанских судов.

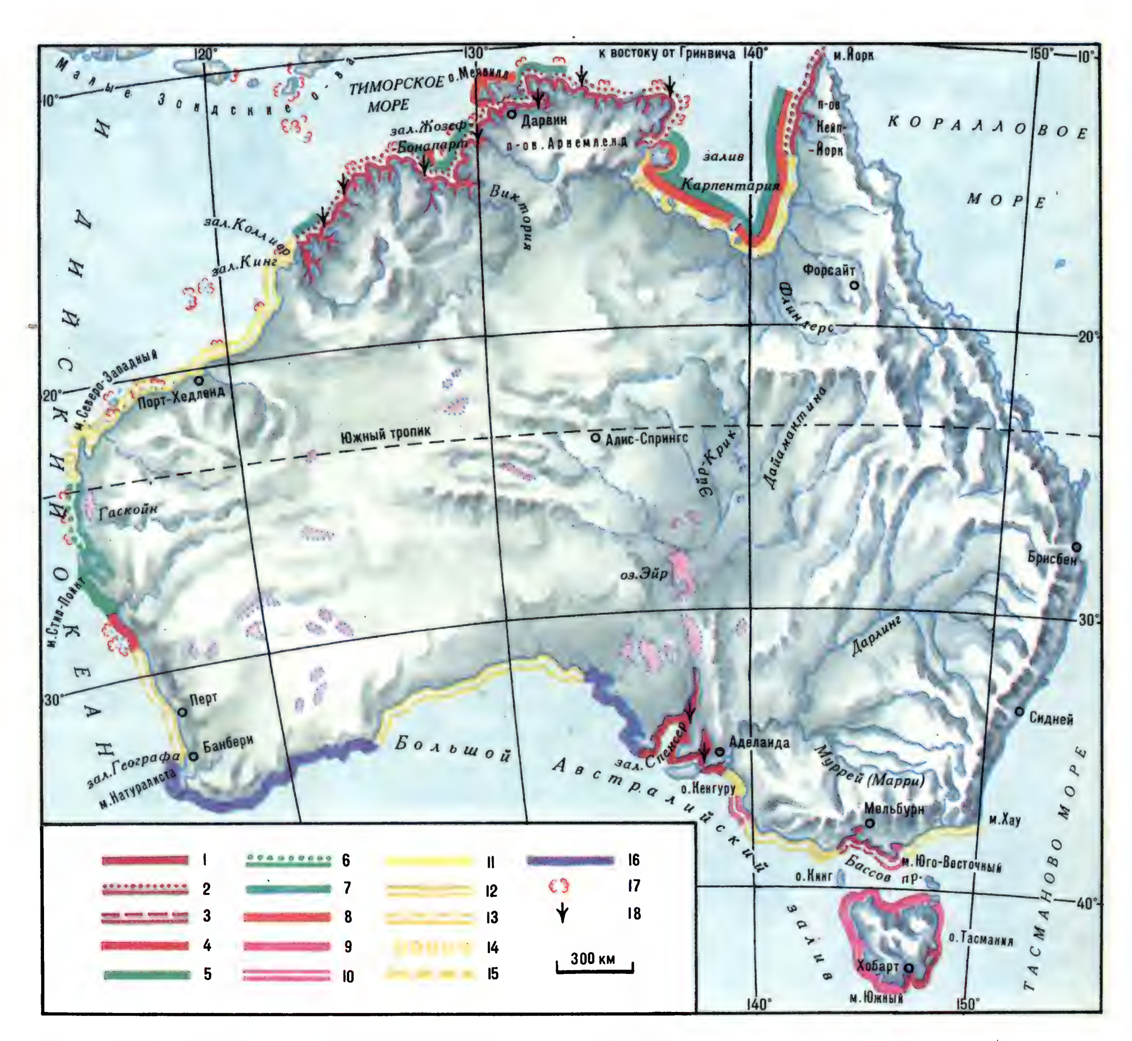
Берега Северной Австралии (от м. Йорк до залива Кинг)

На крайнем северо-востоке побережья Австралии расположен залив Карпентария, ограниченный с востока п-овом Кейп-Йорк. В целом берега залива не отличаются разнообразием. Это главным образом низменные аккумулятивные берега, окаймленные широкой полосой мангровых зарослей. Низменные берега залива прорезаны многочисленными руслами полноводных рек, которые выносят в залив массу песчано-илистого материала. На подводном склоне происходит волновая сортировка наносов по крупности, и песчаные осадки выбрасываются к урезу, где из них формируются серии береговых валов. Таким образом, на илистом основании прибрежной аллювиальной равнины образуется прибрежный рельеф типа чениер-плена. На восточном побережье залива Карпентария обширная плиоценовая аллювиальная равнина окаймлена полосой песчано-илистых маршей, которые образуют поверхность низкой заболоченной современной террасы. На внешней части этой поверхности встречаются серии песчаных береговых валов, которые формируют современные пляжи и примкнувшие аккумулятивные террасы. Эти береговые валы прерываются только в устьевых частях рек, где широко развиты мангровые заросли. В некоторых случаях, по данным Х. Валентина [*Valentin*. 1961], на берегах отмечаются признаки размыва аккумулятивных форм, однако это отступание современных берегов скорее всего сезонное, и процесс размыва не имеет регионального значения. Следует отметить, что примерно в 10 км от берега Х. Валентином были отмечены по крайней мере две древние береговые линии, слабовыраженные в рельефе из-за большой залесенности и заболоченности территории. Видимые следы размыва на восточном берегу залива Карпентария отмечаются только в местах выхода к урезу участков третичных плато, в основании которых вырабатываются клифы.

В пределах южного и юго-западного побережий залива Карпентария широким распространением пользуется береговой рельеф типа чениер-плена. Прибрежная равнина сложена комплексом прерывистых ракушечных валов, располагающихся на илистом субстрате. Высота валов составляет 5—6 м над ур. м. и 3 м над окружающими низменными пространствами. Ширина каждой серии береговых ракушечных валов составляет от 50 до 150 м, длина серий — от сотен метров до десятков километров. Валы обычно покрыты густой растительностью, в то время как межваловые илистые понижения не защищены растительным покровом и в сухой зимний период подвергаются дефляции. При дефляции из межваловых понижений ветром выносятся илистые частицы, из которых формируются своеобразные глиняные дюны высотой до 1,5 м. Летом, во влажный сезон, низменные участки межваловых понижений затапливаются паводковыми водами и приливами. Подобные низменные участки побережья занимают до 60% общей поверхности чениер-плена. Радиоуглеродные датировки раковин, которые слагают береговые валы, показали, что образование их началось 5500—5800 лет назад, а с этого времени увеличение прибрежной равнины в ширину местами превысило 30 км. Начальным этапом выдвижения морского края дельтовой равнины является накопление в авандельте речных выносов, которые особенно активно аккумулируются в периоды половодий. После паводка твердый сток рек резко уменьшается, и в этот период главенствующим фактором выступает волнение, которое перерабатывает осадки и формирует береговые валы. Серии чениер-пленов связаны с периодической сменой годового количества атмосферных осадков, которые в целом определяют твердый сток рек в голоцене [*Rhodes*. 1982].

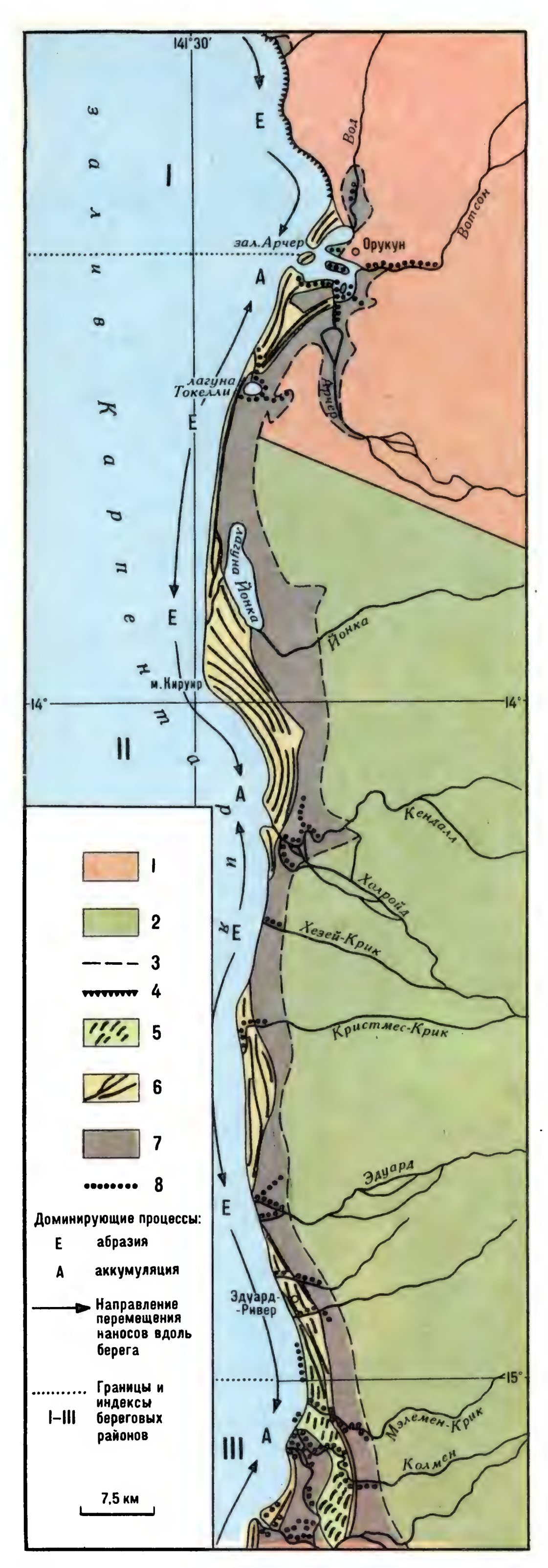
Дно залива Карпентария сложено целиком илистыми осадками, иногда среди них попадаются оолитовые зерна. Залив мелководен (~70 м) и отличается слабыми придонными течениями.

Берега залива Карпентария отличаются в целом слабой изрезанностью. Только северная оконечность п-ова Кейп-Йорк и западный берег залива имеют облик риасового берега с глубокими заливами и эстуариями. Особенно это относится к западному берегу залива, который сильно изрезан бухтами с низкими песчаными берегами, а со стороны моря берега окаймлены широкими отмелями. По существу такой же берег продолжается и на северной оконечности Австралии до залива Жозеф-Бонапарт. Изрезанность этого берега чрезвычайно велика, многочисленные глубо-



Типы берегов Австралии. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.**
I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (далматинские, сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые);
II. Первично ровные берега: 4 — сбросовые.
Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.
III. Потамогенные берега: 5 — дельтовые, 6 — аллювиальных равнин; IV. Берега с приливными и ветровыми осушками: 7 — илистые (типа ваттовых) и песчаные; V. Биогенные берега: 8 — мангровые. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.**
VI. Выравнивающиеся берега: 9 — абразионно-бухтовые, 10 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VII. Выровненные берега: 11 — абразионные, 12 — абразионно-аккумулятивные, 13 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 14 — аккумулятивные (пляжевые), 15 — аллювиально-морских равнин; VIII. Вторично расчлененные берега: 16 — абразионно-бухтовые. 17 — Отдельные коралловые рифы и коралловые острова. 18 — Мангры

кие бухты и острова осложняют береговую линию. Берега низкие, аккумулятивные, сложенные песчано-илистыми отложениями, заросшими мангровой растительностью, с редкими песчаными пляжами. Вдоль берега протягивается, как правило, аккумулятивная терраса, осложненная береговыми валами высотой около 5 м над ур. м. Определение возраста ракушечного горизонта в толще террасовых отложений показало, что возраст



Карта геоморфологических зон северо-западного берега острова Шри-Ланка [*Cooray*. 1968]. 1 — Слаборасчлененное латеритное плато; 2 — сильнорасчлененные плиоцен-голоценовые аллювиальные равнины; 3 — древняя береговая линия; 4 — клифы и береговые обрывы; 5 — современные барьерные системы; 6 — системы современных береговых валов; 7 — марши и соляные осушки; 8 — мангры

последних 2600 лет. На дне Арафурского моря установлены многочисленные признаки погруженных береговых линий (на глубинах 64, 90, 130, 170—175 и около 200 м). Возраст береговой линии на глубине 130 м равен 17 тыс. лет, а возраст породы с затопленного кораллового рифа на глубинах 130—175 м равен 18 700±360 лет. Образцы, взятые с подводной террасы на глубине 200—210 м, определены урановым методом и показывают возраст террасы 170 тыс. лет [*Jongsma*. 1970]. В редких случаях и на коротких отрезках берега отмечается развитие абразионных процессов, которые проявляются в основном на участках выходов к урезу моря коренных пород (например, на 35-километровом отрезке западнее устья р. Кинг). Начиная примерно от меридиана залива Ван-Димен и на запад, вблизи берега появляется большое количество коралловых рифов, которые начинают определять динамику берега этого района. Роль коралловых рифов проявляется в блокировке берегов от волнения и еще большем усилении аккумулятивных процессов. Это в полной мере осуществляется на восточных и южных берегах залива Бонапарт. Здесь глубокие эстуарии и бухты заполнены песчано-илистыми отложениями, окаймлены мангровыми зарослями, низменная аллювиально-морская равнина заболочена или покрыта солончаками. В южной части залива Жозеф-Бонапарт расположен залив Кембридж, в который впадает р. Орд. Залив Кембридж совпадает со структурным прогибом в докембрийских породах, выходы которых отмечаются на западном берегу залива, в то время как восточный его берег образован аккумулятивной дельтовой равниной р. Орд. В этом районе отмечается большая амплитуда приливов — в среднем 5,9 м и максимум 8,4 м. Приливные волны распространяются вверх по реке на 125 км, где прослеживаются обширные низкие поверхности, затапливаемые при приливах. В рельефе берега выделяются несколько зон, которые затапливаются при приливах разной высоты и имеют различную морфологию. На побережье, на участках волновой и приливной

аккумуляции, отмечено зональное расположение мангровой растительности, смещающейся в сторону моря по мере наращивания берега. На участках преимущественно приливной аккумуляции преобладают плоские поверхности, на которых растительность селится только вдоль каналов стока приливных вод [*Thom et al.* 1975].

Юго-западный берег залива Жозеф-Бонапарт относительно высокий абразионный, обрамлен скалистыми островками, изрезан небольшими бухтами, в вершинных частях которых расположены небольшие песчаные пляжи. Берег подобного типа (сильно изрезанный, ингрессионный, риасовый, абразионно-аккумулятивный) продолжается далее на юго-запад до залива Кинг. Именно здесь заканчиваются предгорья массива Кимберли и начинается Большая Песчаная пустыня Австралии, которая определяет основные особенности ландшафта северо-западного побережья от залива Кинг на протяжении нескольких сот километров на юго-запад материка.

Берега Северо-Западной и Западной Австралии (от залива Кин до м. Луин)

Крупный мелководный залив Кинг, имеющий глубины 6—18 м, во влажные сезоны превращается в эстуарий р. Фицрой. Берега залива развиваются в результате воздействия приливов, максимальная высота которых достигает здесь 11,5 м, окаймлены широкими осушками, которые по морфологии и слагающим их отложениям подразделяются Семенюком [*Semeniuk.* 1982] на несколько типов.

Осушки сформировались в течение длительного времени при последовательном отложении осадков в период двух плейстоценовых и одной голоценовой трансгрессий. В настоящее время на развитие современных осушек большое влияние оказывают абразионные и эрозионные процессы. В первую очередь эволюцию приливных осушек определяет плоскостная абразия, которая приводит к заметному снижению их поверхности со скоростью 1—3 см/год. В то же время во время приливов происходит интенсивная абразия береговых уступов, высота которых составляет 1—2 м (редко до 6 м). Береговые уступы приурочены к внешнему краю мангрового пояса и, таким образом, окаймляют осушки со стороны суши. Наиболее типичны скорости отступания берегов — около 2 м/год, но бывали случаи отступания берегов до 50—90 м/год. Таким образом, осушки увеличиваются за счет абразии береговых обрывов и одновременно углубляются за счет плоскостной абразии. Углубление осушек способствует большей энергетической активности волн у берега, его размыву и отступанию в глубь суши. Большое значение в формировании осушек имеет эрозия приливных желобов, которая осуществляется и во время приливов и во время отливов. В результате происходит значительное увеличение размеров желобов, причем со значительной скоростью. Так, в головных частях желобов происходит размыв со средней скоростью 5—10 м/год (максимум до 30—100 м/год) [*Semeniuk.* 1982].

Со стороны суши берега залива Кинг, особенно в пределах эстуария р. Фицрой, обрамлены сериями дюн, которые в настоящее время закреплены растительностью и ориентированы под прямым углом к современному направлению преобладающих ветров. Д. Дженнингс [*Jennings.* 1975] считает, что анализ взаимосвязи голоценовых приливных осушек и песчаных дюн дает возможность выяснить последние этапы развития рельефа этого побережья. В период максимума голоценовой трансгрессии 7,4 тыс. лет назад, когда уровень моря в Австралии превышал его современные отметки на 2—3 м, дюны оказались значительно подмытыми в результате деятельности высоких приливов и местами были перекрыты морскими трансгрессивными осадками, в том числе мангровыми илами, возраст которых оказался равным 6 тыс. лет. Сами дюнные пески гораздо древнее и датируются от 8 тыс. лет до конца верхнего плейстоцена (т. е. до 15—20 тыс. лет). Предполагается, что они сформировались в основном в период последнего оледенения, когда уровень моря был намного ниже современного, а ветровой режим характеризовался преобладанием пассатных ветров над несущими осадки муссонами [*Jennings.* 1975].

От залива Кинг до залива Эксмут располагается выровненное низменное побережье, во многих местах заболоченное (особенно близ залива Эксмут) и заливаемое морскими водами во время высоких приливов. Местами вдоль берега развиты мангровые заросли. Со

стороны суши на разном удалении от уреза протягиваются гряды дюн, имеющие различный цвет песка в зависимости от перевеваемого субстрата (от белого до красного). В прибрежной части моря много отмелей, илистые осушки достигают значительной величины, множество островков и мелководных банок, которые окаймлены многочисленными коралловыми рифами, что особенно свойственно участку, прилегающему к заливу Эксмут.

Западный берег Австралии, протягивающийся почти меридионально от м. Северо-Западный до м. Луин, почти целиком расположен в тропической зоне. Берег имеет почти прямолинейные очертания с редкими устьями маловодных рек, со стороны суши на значительном протяжении окаймлен холмистыми предгорьями. В ряде случаев вдоль уреза, на некотором отдалении от него, протягиваются гряды дюн. В большинстве своем берега Западной Австралии абразионные, и клифы выработаны или в низкой голоценовой террасе, или в толще аллювиально-пролювиальных предгорных шлейфов.

Низменные, аккумулятивные берега с береговыми валами и дюнами окаймляют крупнейший залив Австралии — Шарк, имеют большое протяжение на участке, прилегающем с севера и юга к порту Фримантл, в заливе Географа. На аккумулятивных участках развиты песчаные пляжи, а в тыловой части заливов и устьях рек — широкие илистые осушки, иногда окаймленные мангровыми зарослями. В ряде районов современные и древние аккумулятивные формы отчленили от берега серии лагунных понижений (лагуны Лиман, Хатт, Силт, Клифтон и др.). В северо-западной части берег на полторы сотни километров окаймлен барьерным рифом, прорезанным узкими проходами, а на всей остальной части побережья вдоль берега протягиваются отдельные рифы и острова. В окрестностях порта Фримантл коралловые рифы уже отсутствуют и далее на юг не распространяются. Их нет и на Южном побережье Австралии, где температуры морской воды оказываются слишком низкими.

Изменение ширины песчаного пляжа на отрезке порт Фримантл за 16-летний период (1965—1981 гг.) свидетельствует о наличии долговременного (измеряемого десятилетиями) цикла изменений параметров пляжа: отмечается быстрое нарастание берега, причем скорость аккумуляции увеличивается по направлению потока наносов к северу от 2,4 до 3,3 м/год. На долговременные тенденции накладываются годичные, в основном сезонные, циклы с величиной изменений береговой линии до 25 м, связанные с особенностями волнового режима в период прохождения морских бризов и штормов. Имеется ряд других цикличных изменений ширины пляжа — 6-месячные, годичные и двухгодичные. Последние характеризуются величиной вариаций береговой линии до 20% от годовых величин ее смещения. Более слабые циклы имеют продолжительность 3,5 и 7 лет. Сочетание различных циклов определяет амплитуду изменений пляжа из года в год с общим периодом в 10 лет [*Eliot et al.* 1982].

Западный берег Австралии подвергается мощному волновому воздействию со стороны океана. Девис [*Devies.* 1972] отмечает, что наибольшее волновое воздействие испытывают западные окраины континентов. Это, по всей вероятности, определяет преобладание на западном побережье Австралии абразионных процессов. Заметим, что до сих пор на всех уже описанных берегах Индийского океана отмечалась обратная картина — явное преобладание аккумулятивных процессов над абразионными. Но и на западном берегу Австралии отмечаются отдельные участки, интенсивно выдвигающиеся в океан, в частности это относится к дельтовым берегам. Одной из наиболее крупных рек Западной Австралии является р. Гаскойн, которая впадает в северную часть залива Шарк. Дельта ее имеет простую лопастную форму с выровненным морским краем. Дельта образована в условиях преобладания волнового фактора и со стороны океана окаймлена комплексом морских форм рельефа шириной до 1 км. Это в первую очередь серии низких береговых валов, образующих бары и косы, которые располагаются в пределах приливных илистых осушек, заросших манграми и разделенных вытянутыми лагунами. В целом морская часть дельты сложена песками, крупность которых увеличивается снизу вверх по разрезу (т. е. дельта сформировалась в процессе понижения уровня океана, видимо, в голоценовое время). В субаэральной части дельты развиты русловые пески и илистые прирусловые валы, окруженные красно-бурыми ила-

ми, образование которых связано с влиянием аридного климата [*Johnson*. 1982].

Южнее дельты р. Гаскойн на восточном берегу залива Шарк развит низкий берег с приливо-отливной осушкой, которая местами заболочена и засолена. В этом районе четко выделяется (не только морфологически, но и по особенностям осадочного материала) зона приливов и отливов, изрезанная приливными каналами, в верхней части которой расположен пояс пляжей и штормовых валов. За зоной пляжей располагается морская равнина, частично заливаемая во время максимальных приливов и сильных штормов. Во внутренней части залива Шарк, в полузамкнутом бассейне Гамелин-Пул, ширина приливо-отливной равнины достигает уже 3—4 км, и сложена она современными и голоценовыми карбонатными осадками, которые представлены в основном карбонатными песками. В ряде случаев на пляже формируются мощные пласты бич-рока, а в верхней части морской равнины встречаются небольшие песчаные дюны [*Hagan, Logan*. 1975; *Woods, Brown*. 1975]. Процесс образования и последующего разрушения бич-рока является результатом целого комплекса физических, химических и биологических процессов. Большую роль играет при этом степень первичной цементации бич-рока, и уменьшение ее от моря в сторону суши обусловливает развитие на поверхности пласта зональных морфологических изменений (углублений, борозд и т. д.) [*Hopley, Mackay*. 1978].

Примерно в 200 км к югу от залива Шарк вновь начинают преобладать аккумулятивные процессы, обусловившие образование берегового бара шириной до 4 км, который в результате последовательного причленения береговых валов высотой до 10 м (иногда перевеянных в дюны высотой до 35 м) около 6 тыс. лет назад отчленил серию лагун, куда входят лагуны Хатт и Лиман. Анализ осадочного материала, слагающего дно лагун, показал, что они формировались в четыре стадии — от стадии открытого морского залива до стадии изолированной от моря акватории, которая в настоящее время интенсивно заносится эоловыми осадками, приносимыми ветром с суши [*Arakel*. 1980].

Южнее порта Фримантл простирается прибрежная равнина Суон, которая во многих местах имеет строение, схожее со строением вышеописанного участка с древними лагунами. В частности, лагуна Лесченолт ограничивает песчаную сильнозасоленную внутреннюю береговую равнину, а с внешней стороны отделена береговым баром, поверхность которого осложнена серией закрепленных и подвижных дюн высотой до 40 м. Интересно, что подводный склон, прилегающий к береговому бару, представляет собой бенч, выработанный в известняковых породах. До глубины 6 м на подводном склоне прослеживается серия параллельных берегу гряд высотой до 4 м, сложенных сцементированными береговыми наносами. Нет сомнения, что эти гряды — остатки древних береговых валов, сохранившиеся при современном размыве и отступании берега. Абразия, скорость которой достигает 1—2 м/год, является основным процессом развития берега с того момента, когда уровень моря около 3 тыс. лет назад занял свое современное положение. Материал, получаемый при размыве берега, поступает на подводный склон и перемещается в северном направлении, где идет на образование береговых аккумулятивных форм рельефа [*Semeniuk, Meagker*. 1981].

Сходный геоморфологический облик берега сохраняется и в заливе Географа, побережье которого является популярным рекреационным районом. Здесь также местами происходит размыв берега, но со средней скоростью уже около 5 м/год. Распределение участков абразии и аккумуляции контролируется в заливе Географа ритмично расположенными системами подводных песчаных гряд, подходящих под острым углом к берегу. Там, где гряды подходят к берегу, абразии не наблюдается, а размыв концентрируется на участках берега между сериями гряд. Происхождение гряд связано с подачей материала со дна и формированием желобов, параллельных ортогоналям волн зыби [*Paul, Searle*. 1978]. В пределах суши устанавливается как минимум 8 древних береговых линий с отметками от +1 до +76 м, а на береговой равнине Суон производится добыча рутиловых россыпей, которые формировались в плейстоцене. На протяжении более 30 км выявлены 4 месторождения, объединяющих 12 самостоятельных россыпей. С 1958 г. на них добыто 1,54 млн т концентратов, а в настоящее время ежегодная добыча составляет около 200 тыс. т. Средние содержания

тяжелых минералов 12—26%, главный рудный минерал — ильменит с высоким содержанием окиси титана [*Уэлч и др.* 1980].

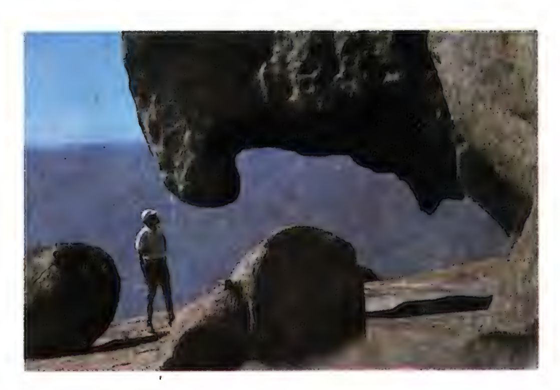
Берега Южной Австралии (от м. Луин до м. Хау) и о. Тасмания

Берега Южной Австралии по своим очертаниям делятся на три района: Западный, побережье Большого Австралийского залива до залива Спенсер и Восточный район — от залива Спенсер до м. Отмуэй.

Берег в пределах Западного района значительно расчленен, здесь отмечается большое количество открытых бухт, ограниченных мысами. Мысы, как правило, представлены абразионными клифами, у основания которых часто развиты небольшие пляжи. Берега бухт в большинстве случаев аккумулятивные с широкими песчаными пляжами.

Берег Большого Австралийского залива отличается исключительной выровненностью и на протяжении многих сотен километров не имеет удобных бухт. В западной части региона берег низменный, аккумулятивный, с широкими песчаными пляжами, окаймленными дюнами. В центральной части залива берега образованы однообразными известняковыми клифами, у подножия которых изредка появляются узкие пляжи. Высота береговых обрывов достигает 100 м. Ближе к заливу Спенсер берега становятся более разнообразными, а аккумулятивные берега крупных и открытых заливов чередуются с абразионными берегами мысов, причем с приближением к заливу Спенсер увеличивается протяженность абразионных берегов, хотя высота клифов невелика, всего несколько метров. В пределах абразионных берегов активные клифы, сопровождающиеся широким бенчем, часто выработаны в калькаренитах. Аккумулятивные берега на тех коротких участках, где они появляются, окаймлены пляжами и дюнами, образованными около 6 тыс. лет назад. Нередко пляжи слагаются сцементированными песками, но почти все они подвержены современному размыву. В результате активизации процессов размыва в настоящее время происходит сокращение пляжей и начинают размываться древние голоценовые дюны. Современные и древние, сложенные эолианитами дюны достигают высоты 60 м и прослеживаются не

Южное побережье Австралии



Большой Австралийский залив. Абразионная ниша обрушения на острове Кенгуру

только на суше, но и на шельфе. Образование дюн и эолианитов происходило в несколько фаз. Установлено по крайней мере две системы древних дюн, в которых найдены стоянки аборигенов [*Gill.* 1964]. По данным Э. Гилла, на Южном побережье Австралии 60% всех берегов подвержены размыву и только 40% — аккумулятивные.

В крупнейшем заливе Южной Австралии — заливе Спенсер — берега имеют иной характер. В заливе резко преобладают низменные аккумулятивные берега. В целом здесь получают преобладающее развитие конусы выноса флювиальных и озерных осадков. Берега неоднократно за позднечетвертичное время затапливались морем. Границы максимального плейстоценового затопления четко фиксируются отмершими клифами и галечными береговыми валами. Валы представляют собой плоские, асимметричные гряды высотой до 5 м над ур. м., в них обнаружено большое количество фауны, возраст

которой определен в 100—200 тыс. лет. Однако валы, расположенные ближе к берегу, содержат фауну, которая имеет возраст 5—3 тыс. лет, что свидетельствует о вторичном, голоценовом подъеме уровня и перемыве морем более древних плейстоценовых отложений. В голоцене скорость аккумуляции на берегу залива была особенно высока и составила за последние 5 тыс. лет 8,4 км.

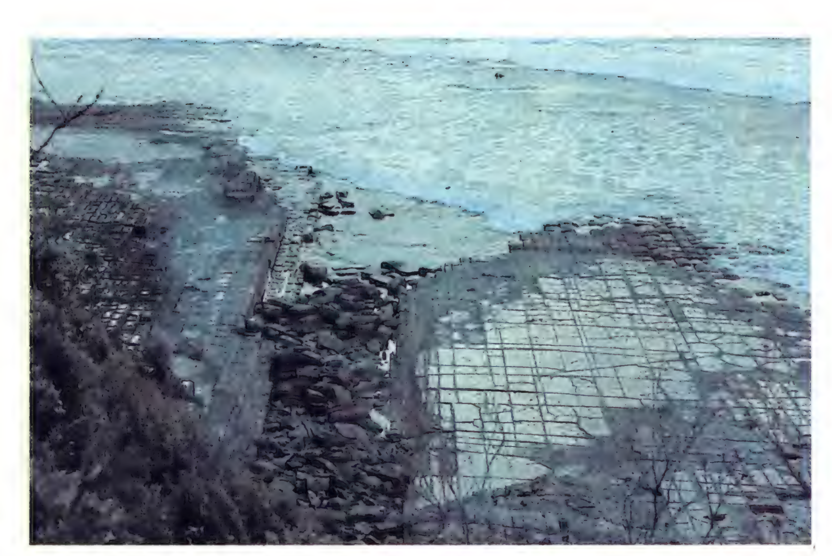
Берега залива Сент-Винсент в основном также низменные, и абразионные берега отмечаются только в юго-восточной части залива, вблизи м. Джервис. Юго-восточнее залива Сент-Винсент простирается обширная аллювиально-морская равнина, окаймленная барами, отчленяющими обширные лагуны, заболоченные участки и серии древних береговых валов. Этот тип берега продолжается до границы самого южного штата Австралии — Виктория.

Протяженность береговой линии штата Виктория составляет 1600 км. Во многом крупные черты рельефа побережья обусловлены геологическими структурами, которые, имея в целом меридиональное простирание, срезаются береговой линией. Абразионные и абразионно-денудационные берега имеют широкое распространение в штате Виктория, выработаны они в различных по составу породах, и при этом ясно видна ведущая роль селективной абразии. Известняки, доломиты и песчаники размываются со скоростью 10—20 см/год, а морские глины и суглинки — со скоростью 0,8 м/год, максимум 7 м/год. Аккумулятивные формы сложены главным образом песком, а перемещение материала вдоль берега осуществляется с запада на восток. Конечно, кратковременные миграции наносов могут быть направлены и в обратную сторону. В западной части побережья развиты дюны, песок которых сцементирован известковым цементом, в то время как в восточной части побережья пески сцементированы кремневым цементом. Большинство рек Виктории имеют эстуарии и лагуны в вершинной части эстуариев. В районах впадения рек берега заболочены, большие площади заняты манграми и маршами.

В бухте Дискавери на западе штата развиты песчаные берега, пляжи которых со стороны суши окаймлены дюнами, сложенными перемещающимися известковистыми песками. Кроме голоценовых дюн на этом берегу развиты и плейстоценовые дюны, сложенные калькаренитами. П-ов Портленд сложен вулканическими породами, в которых выработаны высокие и крутые клифы, перемежающиеся с бухтами. Здесь на высоте менее 1 м над уровнем прилива морские отложения имеют возраст 5560+80 лет [*Gill.* 1964]. Бухты являются затопленными и преобразованными кальдерами, а мысы представляют собой остатки стенок вулканов. Далее клифы выработаны в известняках, а еще восточнее древние лавовые потоки спускаются прямо в море. Разнообразие абразионных берегов на этом участке подчеркивается высокими клифами, выработанными в калькаренитах, известняках миоцена и оползнях. Западные берега залива Порт-Филлип низменные и аккумулятивные, а восточные в основном абразионные, выработанные в терригенных и вулканических отложениях. Берега залива Вестернпорт, расположенного восточнее

Берега острова Тасмания в его гористой части покрыты густыми лесами

Скалистый клиф подвергается воздействию прибойного потока. Остров Тасмания



Уникальная природная мостовая выработана в скальных породах на острове Тасмания

залива Порт-Филлип, представлены в основном аккумулятивным типом и окаймлены обширными маршами и мангровыми зарослями. Далее к востоку клифы и бенчи врезаны в горные породы мезозоя и отступают со скоростью 3—5 м/год [*Hills*. 1971], а еще южнее — в палеозойские алевролиты, в результате размыва которых формируется грядовый бенч. Залив Корнер-Инлет мелководен, берега его окаймлены маршами и манграми. Далее на восток протягивается на очень большое расстояние, почти до самого м. Хау, аккумулятивный берег, созданный песками, выброшенными со дна к берегу и слагающими аккумулятивные формы типа баров. За баром, поверхность которого частично перевеяна, протягивается серия лагун, также в свою очередь окаймленных дюнами. Берега близ м. Хау абразионно-аккумулятивные, причем абразии подвергаются или вулканические породы, или калькарениты.

Основные особенности берегов Тасмании. В ледниковый период, когда уровень моря был на 100—120 м ниже современного, о. Тасмания соединялся с австралийским материком широким сухопутным «мостом». Прибрежные песчаные равнины острова являются, по-видимому, непосредственным продолжением песчаного ландшафта, который ныне располагается под водами Бассова пролива. Следовательно, в то время здесь преобладали скорее континентальные, чем прибрежно-островные, условия. Во время последнего ледниковья в пределах песчаных морских равнин и по соседству с ними образовались обширные (примерно 350 км^2) поля продольных дюн, ориентированных в западно-северо-западном направлении. Такая ориентировка древних эоловых форм свидетельствует о преобладании западных ветров. Островное положение Тасмании вернула голоценовая трансгрессия. Северо-восточное побережье острова окаймлено низкими морскими равнинами с параболическими дюнами. Изучение реликтовых дюн показало, что обычно они имеют длину 1—1,5 км, максимум до 5 км, высота их варьирует от 1—2 до 10 м, а междюнные интервалы достигают 300—500 м. Наличие лишь одного почвенного горизонта говорит о развитии только одной генерации этих дюн. Косвенные доказательства (абсолютные датировки отсутствуют) — стратиграфические особенности, морфология дюн, степень развития почв, геоморфологическая корреляция — подтверждают, что комплекс продольных дюн образовался в последнюю ледниковую эпоху, когда климат был холоднее и суше [*Bowden*. 1983].

На побережье Бассова пролива прослеживается ряд хорошо выраженных древних береговых линий на высоте 34, 20, 14, 11 и 1 м над средним уровнем прилива, который располагается на 3 м выше среднего многолетнего уровня моря. Самый высокий уровень предположительно соответствует миндель-рисскому межледниковью, а береговые линии на отметках 20, 14 и 11 м образовались в период последнего межледниковья. Берего-

вая линия на высоте 1 м — голоценовая [*Chick.* 1971]. Для остальных берегов о. Тасмания характерно преобладание абразионных процессов.

Таким образом, для побережья Северной и Северо-Западной Австралии особенно характерны коралловые берега. Берега залива Карпентария повсюду аккумулятивные, окаймлены мангровыми зарослями. Побережье п-ова Арнемленд и плато Кимберли отличается повсеместно распространением крупнобухтовых эстуариевых берегов с обширными приливными осушками, мангровыми зарослями и многочисленными коралловыми постройками. На побережье Арафурского и Тиморского морей преобладают аккумулятивный и абразионно-аккумулятивный тип берегов. Аридное побережье Западной Австралии отличается развитием коренных абразионных и денудационных берегов в северной части и выровненными абразионно-аккумулятивными и, реже, аккумулятивными — в южной. Берега Южной Австралии также в основном абразионные и абразионно-аккумулятивные, только юго-восточнее г. Аделаида отмечается широкое распространение аккумулятивных лагунных берегов. О. Тасмания окружен абразионными берегами, и только в пределах Бассова пролива встречаются отдельные участки аккумуляции наносов.

Глава V

БЕРЕГА ТИХОГО ОКЕАНА

Раздел I

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ БЕРЕГОВ РЕГИОНА

Природные условия формирования берегов Тихого океана

Геотектонические условия. Тихоокеанские берега столь многообразны, что нет, наверное, ни одного типа в ряду описываемых многочисленными классификациями типов берегов, который не был бы выделен в этом обширнейшем регионе. Однако у тихоокеанских берегов есть и специфические черты. Недаром еще со времен Э. Зюсса и до сих пор в научной литературе бытует разделение типов берегов на тихоокеанский и атлантический. Такой подход учитывает прежде всего тектоническое строение тихоокеанского сегмента Земли — ее самой крупной кольцевой структуры. В тектонике принято выделять обрамление океана как Тихоокеанский подвижный пояс, который отличается своеобразным проявлением тектоники, вулканизма, магматизма и металлогении. Тектоническая история окружающей Тихий океан суши свидетельствует о глубокой его древности и времени существования — по крайней мере с начала палеозоя или даже позднего докембрия. Вместе с тем хорошо известна исключительная подвижность тектонического обрамления океана, где на протяжении всей геологической истории происходят преобразования земной коры [Геология Тихоокеанского подвижного пояса... 1978].

Тектонические структуры периферии Тихого океана образуют ряд зонально расположенных разновозрастных областей. На границе ложа океана лежит система островных дуг (Алеуты, Курилы, Японские о-ва, Филиппины и др.), являющихся современными геосинклинальными зонами. Со стороны материков островные дуги граничат с областями кайнозойской складчатости (Камчатка, Сахалин, Анды и др.), расположенными вдоль побережья Тихого океана. Далее в глубь суши следует зона мезозойской складчатости Верхоянья, Аляски и Скалистых гор Северной Америки. Таким образом, края Тихого океана последовательно окаймлены складчатыми структурами различного возраста — от наиболее молодых, формирующихся в настоящее время до более древних мезозойских складчатых структур.

Тихий океан тропического пояса. Типично: почти спокойная водная поверхность, низкие кучевые и перистые высокого яруса облака

По отношению к простиранию тектонических элементов побережья Тихого океана следует считать продольными в отличие от поперечных побережий атлантического типа.

Климатические условия. Кроме тектонической обусловленности на формирование разнообразных типов берегов оказывает влияние климатический фактор и своеобразие гидрологического режима. Специфика этих факторов в какой-то мере определяется размерами акватории океана. Площадь Тихого океана вместе с морями 178 млн км^2, а объем воды — 707 млн км^3, что составляет соответственно 49 и 53% от площади и объема вод всего Мирового океана [*Галеркин и др.* 1982]. С размерами Тихого океана связаны его своеобразные «рекорды»: самые сильные ветры, самые высокие и длинные волны, самые разрушительные цунами и т. п. Огромные размеры океана обусловливают разнообразие и контрастность климатических условий. Поэтому в Тихом океане наиболее полно представлена вся гамма «климатических берегов» — от ледяных до коралловых и мангровых.

На акватории Тихого океана выделяются 10 климатических поясов, в которых господствуют определенные воздушные массы: экваториальный пояс, два субэкваториальных, располагающихся между 3—5° с. и ю. ш. два тропических, два субтропических, два умеренных и субарктический [Тихий океан. 1981]. Границы климатических поясов, естественно, меняются вместе со сменой сезо-

нов, но эти миграции в широтном направлении не превышают нескольких градусов. Воздушные массы климатических поясов отличаются полями температур и влажности, типами циклонической деятельности. Несомненно, что эта специфика играет определенную роль в динамике берегов и будет подробнее рассмотрена при региональном обзоре.

Температурные различия воздушных масс над акваторией Тихого океана значительны. Самая высокая средняя месячная температура воздуха над Тихим океаном 27—29° наблюдается летом северного полушария в зоне 0—20° ю. ш. [Атлас океанов. 1974]. Самая низкая среднемесячная температура воздуха в северной части океана наблюдается зимой на севере Охотского и Берингова морей −20—22°, летом же средняя температура воздуха повышается здесь до 8—10°. Таким образом, разность температур воздуха между экватором и северными районами океана зимой составляет 47—51°, а летом — 17—20°.

Атмосферная циркуляция над акваторией Тихого океана слагается из двух субтропических поясов высокого давления, разделенных экваториальной барической ложбиной, и двух поясов низкого давления в средних широтах (Алеутского минимума и Антарктического циркумполярного пояса низкого давления). Субтропические антициклоны существуют весь год, летом они усиливаются, центры их сдвигаются в сторону умеренных поясов. Стабильность субтропических антициклонов определяет постоянство пассатных ветров, направленных от тропиков к экватору с западной составляющей.

В западной части океана характерна муссонная смена циркуляции, связанная с сезонным ходом давления над сушей. В умеренных широтах наиболее устойчива по ветрам зона, лежащая между 40 и 50° ю. ш., где преобладают южные и юго-западные ветры со скоростью более 16 м/с. Зимой вероятность таких ветров достигает 20—25% с максимальными скоростями до 45 м/с. Эта зона известна под названием «ревущие сороковые» [Тихий океан. 1981; *Галеркин и др*. 1982].

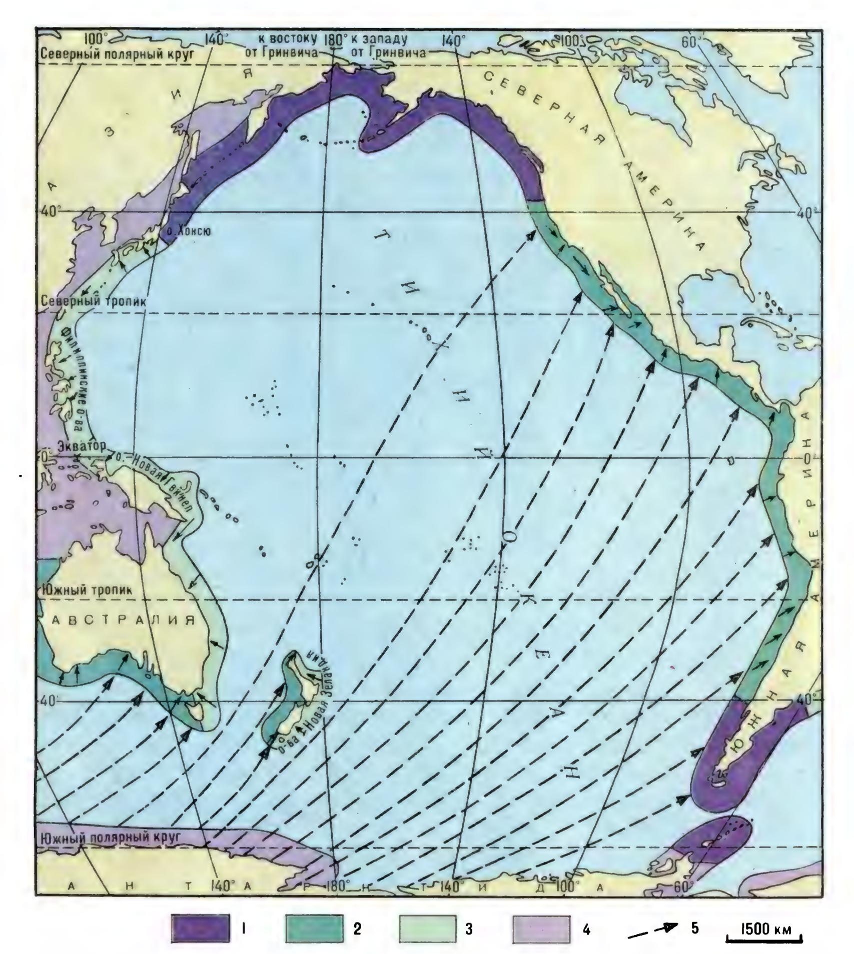
Тихий океан хорошо известен своими тайфунами. Они зарождаются в областях конвергенции пассатных ветров в северном полушарии чаще всего в июле — октябре, а з южном — в январе — марте. Сила ветра внутри тайфуна может достигать 100 м/с.

Волновой фактор. Поле ветров в Тихом океане, как и в других акваториях, определяет режим волнения — главного берегоформирующего фактора. Высота, длина и направление волн зависят от силы и направления ветра, времени его действия, глубины дна и длины разгона ветра над водной поверхностью. Для Тихого океана эти параметры максимальные. Поэтому здесь зарегистрированы самые высокие и длинные волны Мирового океана. Самая высокая волна, отмеченная в Тихом океане, которая была вызвана ветром со скоростью 30—40 м/с при разгоне в несколько тысяч миль, достигала 34 м. Наиболее штормовыми являются зоны 40—50° с. ш. и 40—60° ю. ш., где высота волн при сильных и длительных ветрах превышает 15—20 м, а длина — 70—150, иногда 300 м. В штормовой зоне южного полушария («ревущие сороковые») направление движения волн хорошо согласуется с преобладающими ветрами юго-западных румбов.

В экваториальном поясе штормы случаются гораздо реже, и наибольшие высоты волн в центральной части океана не превышают 7—9 м. В тропических поясах устойчивое по направлению и высотам (2—4 м) волнение определяется пассатными ветрами [*Галеркин и др*. 1982].

Подчинение режима волнения циркуляции воздушных масс климатических поясов позволяет наметить зональную схему распределения волнения вдоль побережий. Правда, полного совпадения климатических поясов и зон преобладания того или иного типа волнения быть не может, так как, например, волны зыби, зарождаясь в определенном климатическом поясе, обычно распространяются далеко за его пределы.

Волны зыби оказывают огромное воздействие на побережье Тихого океана. Наиболее постоянные и мощные из них генерируются в областях штормовых ветров северного и южного полушарий (47—60° ю. ш. и 26—76° с. ш.). Они распространяются от штормовых поясов на 30—40° по обе стороны в направлении основных ветров дугами большого радиуса. Вследствие преобладания западной воздушной циркуляции волны зыби, распространяющиеся от южной штормовой зоны, имеют преобладающее направление на северо-северо-восток, а от северной зоны — на юго-юго-восток. Эта длиннопериодная зыбь



Типы преобладающих волнений у побережья Тихого океана [*Devies*. 1972]. 1 — побережья, находящиеся под преимущественным воздействием штормовых волнений; 2 — побережья, находящиеся под преимущественным воздействием волн зыби западных направлений; 3 — побережья, находящиеся под преимущественным воздействием волн зыби восточных направлений; 4 — побережья, испытывающие слабое волновое воздействие; 5 — пути распространения волн зыби западных направлений

почти постоянно обрушивается на западные окраины континентов. Особенно мощному воздействию подвергается побережье Южной Америки, так как штормовой пояс южного полушария ярче выражен, а зыбь благодаря обширности акватории имеет больший разгон.

Восточные побережья материков подвержены менее постоянному воздействию зыби. Здесь преобладают отдельные штормы различной силы, и общее воздействие их на берега меньше, чем на западных побережьях.

Основываясь на зонально-климатическом распределении типов волнового режима и учитывая влияние некоторых азональных факторов, австралийский исследователь Д. Девис [*Devies*. 1972] выделил четыре области побережий, отличающихся характером воздействия волнения на берега (см. рис.): 1 — область штормовых волнений северной и южной частей океана; 2 — область западных окраин континентов, где динамика береговой зоны обусловлена постоянными волнами зыби, распространяющимися с юго-запада и северо-запада; 3 — область восточных окраин континентов, подверженных нерегулярному воздействию зыби и штормовых волн; 4 — область сравнительно слабых штормов и зыби. Последняя область включает в себя длительное время блокированные льдом полярные берега, берега большинства внутренних морей. По Д. Девису, в соответствии с режимом волнения на берегах преобладают те или иные формы рельефа.

Условия поступления наносов. Для развития берегов Тихого океана имеют значение условия поступления осадочного материала в береговую зону. Они очень различны для побережий азиатской и американской окраин океана.

Амур, Хуанхэ, Янцзы, Меконг и другие крупнейшие реки Азии выносят в океан и окружающие его моря более 1 767 млн т наносов в год, тогда как крупнейшие реки Америки (Юкон, Колорадо, Колумбия, Фрейзер, Гуаякиль) дают только около 380 млн т аллювия в год. При этом нужно учитывать, что на западной окраине океана почти весь аллювий остается внутри акватории окраинных морей и заливов, т. е. близ побережий, тогда как с Американского континента по крайней мере 70—80% взвешенного материала, вынесенного реками, по-видимому, выносится в открытый океан, чему способствует также повышенная волновая активность и незначительная ширина шельфа.

Естественно, что подобное отличие в поступлении и транспортировке обломочного материала имеет решающее влияние на динамику прибрежных районов. Для азиатского побережья характерно развитие аллювиальных низменностей, обширных илистых осушек, заполнение вершин заливов наносами. Вдоль берегов Америки обширных аллювиальных низменностей, исключая дельту Юкона и прибрежную зону Колумбии, нет. Из преимущественно песчаных наносов здесь формируется маломощный покров шельфа и достаточно узкие аккумулятивно-абразионные террасы разного возраста.

Цунами. В Тихом океане гораздо чаще, чем в других районах Мирового океана, происходят цунами — гигантские разрушительные волны, вызываемые подводными землетрясениями, а иногда вулканическими извержениями или подводными оползнями. Высота волн цунами у берегов может достигать 30 м. Естественно, что такие волны в значительной мере разрушают и преобразуют береговую зону. Цунами могут уничтожать большие аккумулятивные формы, смывать с подводного склона огромные массы наносов. Правда, в определенных условиях эти формы через несколько лет могут восстанавливаться. Огромный материальный ущерб приносят цунами прибрежным городам и поселкам.

Краткая характеристика экономической освоенности континентальных берегов Тихого океана

Западные берега Тихого океана заселены, видимо, столько же времени, сколько существует само человечество. Прилегающие с запада к Тихому океану регионы являются одним из очагов антропогенеза. В настоящее время побережья Тихого океана освоены крайне неравномерно, а в целом концентрация промышленности в странах Тихоокеанского побережья меньше, чем в Атлантике. На порты Тихого океана приходится около 30% грузооборота портов капиталистического мира [Экономическая география. 1979]. Наиболее крупными центрами промышленного освоения являются: побережье США (район Лос-Анджелес — Сан-Франциско) и так называемый «Тихоокеанский пояс» Японии.

Достаточно велика роль океана в экономической жизни Австралии и Новой Зеландии. Территориальная структура обеих стран отличается периферийным и приморским расселением и размещением промышленности. Однако портово-промышленные комплексы здесь изолированы друг от друга и не образуют таких мощных агломераций, как на тихоокеанском побережье США и в Японии. Последние годы сильно возрастает экономическая роль Южной Кореи.

Тихоокеанское побережье Южной Америки отстает по уровню промышленного развития от других районов. Грузооборот портов тихоокеанского побережья этого континента в 10 раз ниже, чем атлантического.

В последние годы значительные сдвиги в размещении промышленных комплексов побережий происходят в связи с открытием и освоением месторождений нефти на шельфах. Так, крупные нефтепромыслы развиваются на Аляске, в Гуаякильском заливе, в восточной части Бассова пролива. В дальнейшем, видимо, нефтепромыслы будут развиваться во многих других районах побережья. По существующим оценкам, недра Тихого океана содержат до 30—40% всех потенциальных запасов нефти и газа Мирового океана, а разведано из них только 3%. Сейчас поиски нефти и газа ведутся практически у берегов большинства стран Тихоокеанского бассейна, промышленные скопления нефти и газа обнаружены в прибрежных водах 15 стран [Тихий океан. 1981].

Побережье Тихого океана имеет и другие минеральные ресурсы. Например, самым крупным в мире производителем концентратов олова является Малайзия, а тяжелых

Сингапур — один из крупнейших портов Юго-Восточной Азии, расположенный на выходе из Тихого в Индийский океан

минералов (рутила, циркона, ильменита и др.) — Австралия. С освоением этих ресурсов также связано формирование промышленных комплексов и концентрация населения.

С разработкой минеральных ресурсов, развитием рыболовства и степенью экономического освоения территорий связано расположение портовой сети Тихого океана. Наряду с крупнейшими современными универсальными портами и портовыми комплексами (Кобе — Осака, Токио — Иокогама, Нагоя в Японии; Сан-Франциско — Лос-Анджелес — Лонг-Бич в США; Ванкувер в Канаде; Сидней, Ньюкасл в Австралии; Окленд в Новой Зеландии; Сингапур, Сянган в Гонконге и др.) в бассейне Тихого океана имеется значительное число относительно небольших многофункциональных портов.

На территории крупных морских портов, таких, как, например, Иокогама, Кавасаки, Кобе, Осака, Лос-Анджелес, Ванкувер, Сингапур, Сидней, находятся промышленные предприятия по переработке сырья и производству продукции черной металлургии и машиностроения. На долю портово-промышленных комплексов Японии с населением свыше 100 тыс. человек приходится до 80% валовой продукции страны. Однако на побережье Тихого океана кроме районов большой концентрации населения и промышленности имеются участки (Южная Америка, северные побережья), еще мало или совсем неосвоенные.

Раздел 2
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БЕРЕГА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Общие сведения о регионе

Побережье Северо-Восточной и Восточной Азии в пределах Берингова, Охотского и Японского морей развивалось в очень сложной обстановке. Территория вытянута почти меридионально более чем на 5 тыс. км. Северные районы простираются за полярный круг, а южные почти достигают 35° с. ш. Побережья принадлежат к различным климатическим зонам и отличаются разнообразием геологических структур и рельефа.

На материковом побережье Дальнего Востока развиты в основном мезозойские структуры, а на о. Сахалин, Камчатском п-ове, Курильских о-вах и отчасти Чукотском п-ове — кайнозойские. Горные хребты, созданные этими структурами, имеют преимущественно северо-восточное, реже — меридиональное простирание. Таковы хребты Сихотэ-Алинь, Западно-Сахалинский, Восточно-Сахалинский, Прибрежный (западное побережье Охотского моря), Срединно-Камчатский, Северо-Корейский.

Большую роль в формировании рельефа региона играют тектонические разломы. На многих участках (Корякское побережье, Камчатка, залив Шелихова и др.) очертания береговой линии обусловлены простиранием разломных дислокаций. В целом можно сказать, что восточная часть Азии состоит из сложной мозаики глыбовых структур. Глыбовое строение получает свое отражение в сложной картине современных относительных вертикальных движений побережья. В направленности этих движений прежде всего выражается различие между кайнозойскими и мезозойскими структурами побережья. Кайнозойские структуры (Камчатка, Сахалин, Курилы), как было показано А. П. Кулаковым [1973], в четвертичное время испытывали в основном поднятие, в результате которого на побережье этих районов сформировалась серия поднятых древних береговых линий. На материковом побережье, исключая Восточную Чукотку и Корякское нагорье, поднятых морских террас не обнаружено.

Наряду с активными поднятиями некоторых районов на Дальнем Востоке в кайнозое происходило активное формирование впадин Японского и Охотского морей. По представлениям И. И. Берсеньева [1973], в меловое время на месте Япономорской впадины образовалась рифтовая долина[1]. По сбросам, обрамлявшим впадину, часть шельфа была погружена. Погруженные шельфы Японского моря встречаются у берегов Сихотэ-Алиня и Сахалина, находятся на глубинах 600—700 м и имеют ширину 15—20 км. Погружение шельфа доказано находками миоценовых отложений с комплексами мелководных диатомей.

Аккумулятивная терраса на побережье Восточной Чукотки

Значительная часть дна Охотского моря также представляет собой шельф, опущенный до глубины 1000—2000 м. И. К. Туезов [1975] считает, что даже Южно-Охотская глубоководная впадина возникла в результате опускания в миоцене платформенной структуры материкового типа и преобразования ее коры из континентальной в современную субокеаническую.

Естественно, что мощные процессы опускания шельфов Японского и Охотского морей не могли не отразиться и на прибрежной полосе материковой суши, которая в кайнозое, видимо, испытывала погружение. Современная береговая линия поэтому на материковом побережье региона фиксирует наивысший для всего плейстоцена уровень моря,

---

[1] Широко распространено также представление о Японском море как о древнем окраинном глубоководном бассейне так называемой переходной зоны, т. е. как о геосинклинальной структуре (см., напр., «Геологическое строение Японского моря». 1978).

Вершина фиорда. Бухта Всадник на Чукотке

Лед у берегов Приморья. Японское море

Снежник на пляже Восточной Чукотки

и все четвертичные береговые линии здесь формировались в пределах современного шельфа.

Огромное влияние на формирование побережий и шельфа оказывали гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии Мирового океана. Их амплитуда, как известно, достигала 100 м и более. Трансгрессий в плейстоцене было по крайней мере четыре, что соответствует четырем главным межледниковьям. Береговая зона, таким образом, за четвертичное время несколько раз мигрировала по верхней части шельфа.

В периоды оледенений в умеренной зоне на осушенную часть шельфа выносились большие массы обломочного флювиогляциального и аллювиального материала, формировались субаэральные формы рельефа. Плейстоценовые оледенения, если не считать их косвенного влияния через гляциоэвстатические колебания уровня моря, не играли большой роли в преобразовании рельефа и отложений большей части побережья Дальнего Востока. Лишь на Восточной и Юго-Восточной Чукотке, Корякском нагорье и кое-где на Восточной Камчатке горные ледники спускались к морю, изменяя облик побережий. В этих районах располагается ряд живописных фиордов, расчленяющих побережье на систему глубоких узких заливов и проливов. На Чукотском п-ове, Охотском побережье из обломочного материала, вынесенного из-под ледников, сформировались прибрежные равнины: Северо-Чукотская, Анадырская, Западно-Камчатская, Охотоморская (северная часть). На юге региона распространены аллювиальные равнины. К ним относятся низменности Приморья, Сахалина, Юго-Западного Приохотья.

Значительную часть территории Камчатки и Курильских о-вов занимает современный и плейстоценовый вулканогенный рельеф. На материковом побережье сохранилось сравнительно немного вулканических форм мезозойского возраста. В частности, некоторые бухты Приморья (например, бухта Рудная), видимо, заложились по древним полуразрушенным кальдерам.

Современная динамика береговой зоны определяется воздействием мощных волнений Тихого океана и его окраинных морей. Берингово и Охотское моря являются наиболее бурными среди морей, омывающих берега Советского Союза. Летом здесь преобладают волны высотой 1,5—3 м, длиной 20—50 м [Берега Тихого океана. 1967]. Во время отдельных сильных штормов высота

волн может достигать 6—7 м, а весной и осенью — 9—12 м. В Беринговом море летом преобладают юго-восточные и юго-западные волнения, а в Охотском и Японском — южные. В северных частях Берингова и Охотского и в северо-западной части Японского моря зимнее волнение в течение 4—8 месяцев ограничено ледяным припаем, образующимся у берега, и массивами дрейфующих льдов в открытых частях акваторий. Японское море наиболее спокойное из дальневосточных морей, но и здесь при летних штормах высота волн обычно колеблется в пределах 1,5—2, а весной и осенью — 5—6 м. Для Японского и Берингова морей характерна большая повторяемость зыби, причем на открытых пространствах акваторий высота волн достигает 7 м, а длина — 130—180 м [Берега Тихого океана. 1967].

Значительную роль в формировании берегов Северо-Востока и Востока Азии играют процессы, связанные с проявлением различных климатических условий. Так, например, весьма существенна, особенно на берегах Берингова моря, роль нивации, морозного выветривания, солифлюкции и термической абразии. В более южных районах, в Приморье и Корее, в условиях теплого и влажного климата интенсивно протекают процессы химического выветривания, и образуется мощная кора выветривания.

Природные условия советского побережья Дальнего Востока, к которому почти на всем протяжении подступают горы, затрудняют освоение территории, в первую очередь транспортную связь внутренних районов суши с океаном. Стыковка морского транспорта с железнодорожным может осуществляться только в немногих узловых пунктах. Пересеченный рельеф создает трудности для развития сухопутного транспорта, а суровый климат ограничивает навигацию по внутренним водным путям. В связи с этим особое значение имеет окончание строительства Байкало-Амурской магистрали, которая позволит полнее использовать богатый экономический и природный потенциал Дальнего Востока, значительно усилит экономические связи между западом и востоком страны, отдельными районами Дальнего Востока.

Тихоокеанские области Советского Союза богаты разнообразными полезными ископаемыми как на суше, так и на море, значительны их биологические ресурсы, огромны запасы ценных пород леса. В Приморском крае, на Сахалине, в Магаданской области осваиваются многочисленные месторождения каменных и бурых углей, на Сахалине разрабатываются месторождения нефти и газа, которые разведаны и на шельфе острова. Дальний Восток богат месторождениями самых различных металлов.

Большое значение в освоении и развитии края имеет рыбная промышленность. Рыбопромышленный комплекс Советского Дальнего Востока — крупнейший в стране, он дает в общей сложности более 40% рыбы и морепродуктов, добываемых в СССР [Тихий океан. 1981]. На Дальнем Востоке имеются крупные горнопромышленные комплексы (запад Приморского края и др.). Комплексы машиностроения и металлообработки представлены судоремонтными и судостроительными предприятиями (Владивосток, Комсомольск-на-Амуре, Петропавловск-Камчатский), заводами, производящими оборудование для горной промышленности (Комсомольск-на-Амуре, Оротукан), для энергетического машиностроения (Хабаровск), для рыбной, целлюлозно-бумажной промышленности.

В целом на побережье сформировано несколько территориально-хозяйственных комплексов, которые концентрируются вокруг крупнейших портов — Владивостока, Находки, Восточного, Ванино, Холмска, Нагаево, Петропавловск-Камчатского, Провидения. Крупнейшие порты служат опорными базами для развития более мелких портовых пунктов. В крупных, хорошо оснащенных портах происходит перевалка грузов с океанских судов на более мелкие плавсредства, которые развозят по побережью промышленные товары, оборудование, пассажиров и т. п. Обрабатывают значительную часть грузов небольшие порты: Посьет, Ольга, Рудная Пристань и др. в Приморье; Невельск, Углегорск, Александров-Сахалинский в Татарском проливе; Корсаков, Поронайск, Москальво на охотском побережье Сахалина; Аян, Охотск в Охотском море; Комсомольск- и Николаевск-на-Амуре; Эгвекинот, Анадырь на Чукотке. Бóльшие перспективы для экономического развития региона открываются в связи с возможной организацией в Приморье свободных экономических зон.

Лежбище моржей на пляже Чукотки

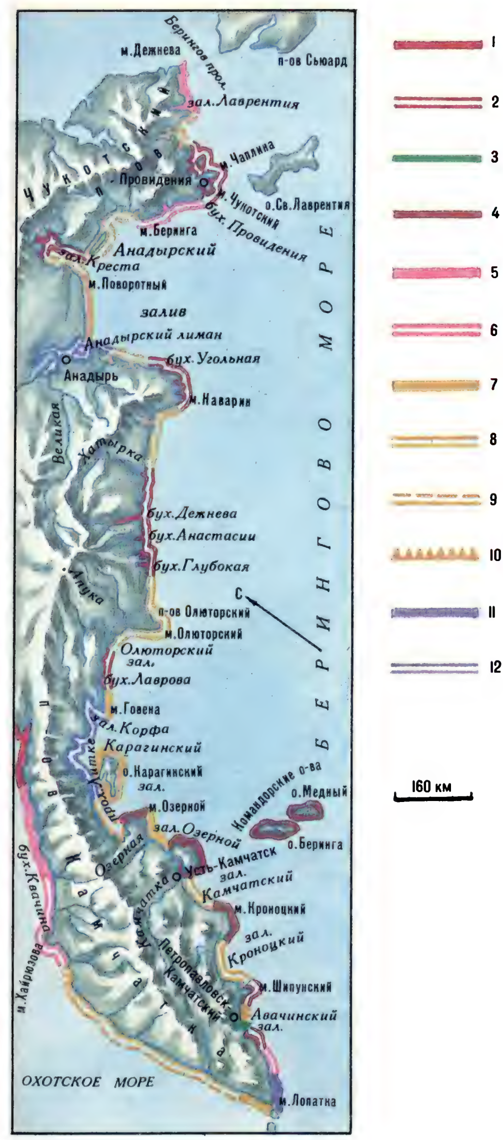
Советские берега Берингова моря

Четко выраженная особенность советского побережья Берингова моря — ингрессионное расчленение береговой линии (см. рис., с. 360). Сложный расчлененный рельеф суши, окружающий акваторию моря, несколько раз подвергался обработке ледниками. Во время послеледниковой трансгрессии море затопило эрозионные долины, тектонические депрессии и отрицательные формы ледникового аккумулятивного рельефа, что привело к образованию разнообразных типов бухтовых берегов [Дальний Восток. 1982]. Среди последних встречаются фиордовые, которые особенно широко распространены в юго-восточной части Чукотки и в пределах Корякского нагорья. Фиорды побережья различны по своей морфологии и генезису. Эти различия определяются составом горных пород, слагающих участки суши, густотой эрозионной сети и тектонических нарушений [*Каплин.* 1962].

Фиордовые бухты Юго-Восточной Чукотки образуют одну из самых сложных систем такого рода на побережьях СССР. Эти фиорды (Провидения, Ткачен, пролив Сенявина, Румилет и др.) заложены по тектоническим депрессиям, разработанным эрозией водных потоков и моделированным ледником. Чукотские фиорды отличаются извилистыми контурами, сравнительно малой крутизной прибрежных склонов, переуглубленностью котловин на дне и наличием мелководных порогов у входов.

Корякские фиорды создают один из самых красивых береговых ландшафтов Дальнего Востока. Их берега сильно расчленены. Горные вершины на побережье часто имеют формы шпилей, башен. Архитектура рельефа центральной группы корякских фиордов (бухты Анастасии, Натальи, Павла, Глубокая) определена выходами здесь краснобурых, темно-серых и зеленоватых, чрезвычайно плотных яшм и яшмокварцитов. Эти фиорды имеют тектоническое происхождение и приурочены к разломам, возникшим при сводовом поднятии центральной части Корякского нагорья.

Тектонические разрывы не только определяют рисунок сети фиордов, но и диктуют само направление береговой линии на многих участках побережья. Береговые обрывы северо-восточной части Корякского нагорья, п-овов Малиновского и Олюторского, о. Карагинский и других имеют сбросовое происхождение, и благодаря большой устойчивости к абразии горных пород, слагающих эти обрывы, берега на этих участках остаются выровненными, мало измененными



Типы берегов Северо-Восточной Азии.
А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем. I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (сбросовые, бухтовые), 2 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые, фиардовые).
Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.
II — Потамогенные берега: 3 — дельтовые.
III — 4 — абразионно-денудационные берега.
В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами. IV. Выравнивающиеся берега: 5 — абразионно-бухтовые, 6 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; V. Выровненные берега: 7 — абразионные, 8 — абразионно-аккумулятивные, 9 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 10 — аккумулятивные с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой; VI. Вторично расчлененные берега: 11 — абразионно-бухтовые, 12 — абразионно-аккумулятивные бухтовые

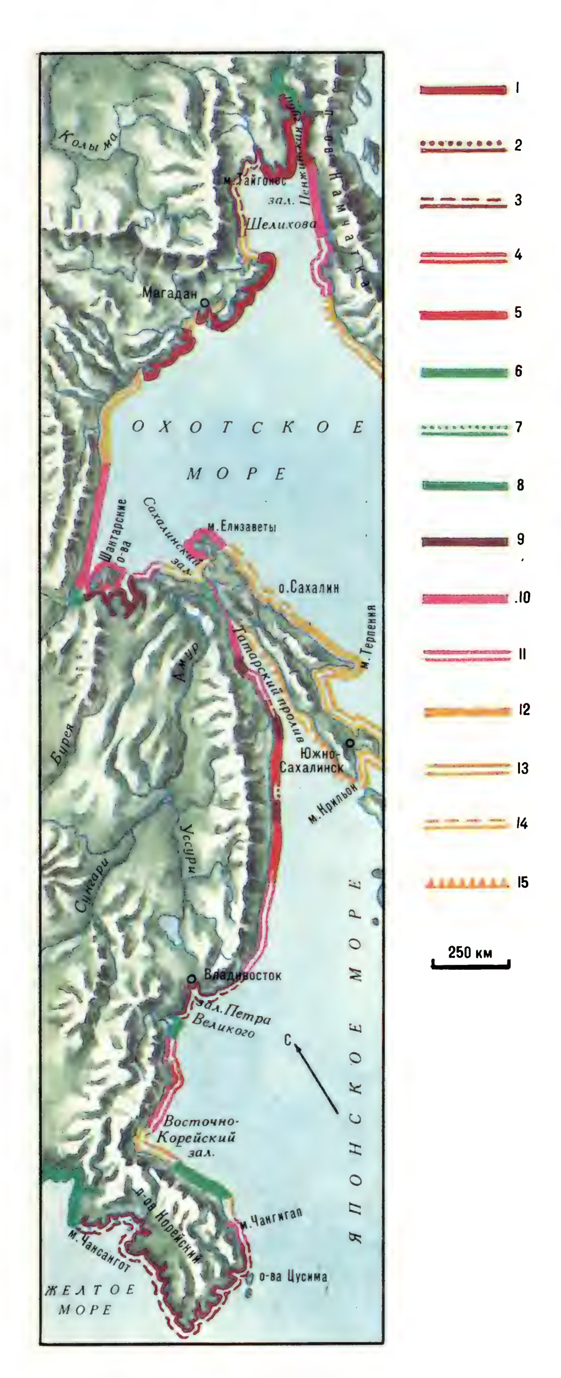
Берег в районе мыса Дежнева

морем. Сбросовые береговые обрывы обычно приглубы, и их основания опущены на глубины более 20 м.

В большинстве случаев выступающие участки побережья имеют литологическую обусловленность. Мысы Беринга, Энмелен на Чукотском побережье приурочены к выходам интрузивных тел. Небольшие бухты, напротив, заложены по ослабленным трещиноватостью выходам пород. Благодаря широко развитым процессам избирательной абразии и денудации на побережье Берингова моря абразионно-денудационные горные берега (южный берег Чукотского п-ова, участок к югу от м. Наварин, часть берега Олюторского залива и др.) имеют мелкозубчатое расчленение.

При затоплении во время послеледниковой трансгрессии приморских равнин, сложенных рыхлыми отложениями, возникли приуроченные к понижениям различные типы бухт, в том числе лиманы (Мечигменская губа, западные берега Анадырского залива и залива Креста, восточная часть Олюторского залива, берег пролива Литке и др.). Однако в результате срезания волнами выступающих участков берега и отчленения бухт пересыпями и косами произошло выравнивание берега и образование лагун и лагунолиманов.

Обилие флювиогляциального материала в береговой зоне, расчлененность береговой линии способствовали возникновению у побережья Берингова моря мощных вдольбереговых потоков наносов, протяженность кото-



Типы берегов Дальнего Востока
А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем. I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (сбросовые бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые); II. Первично ровные берега: 4 — складчатые, 5 — сбросовые. **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** III. Потамогенные берега: 6 — дельтовые, 7 — аллювиальных равнин; IV. Берега с приливными или ветровыми осушками: 8 — илистые (типа ваттовых и маршевых) и песчаные; V — 9 — абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** VI. Выравнивающиеся берега: 10 — абразионно-бухтовые, 11 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VII. Выровненные берега: 12 — абразионные, 13 — абразионно-аккумулятивные, 14 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 15 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой)

Абразионный берег Берингова моря

рых может составлять несколько десятков километров. Этим потокам обязаны своим происхождением крупные аккумулятивные формы — косы Земля Гека и Русская Кошка, отчленяющие Анадырский лиман, коса Рэткын (бухта Руддер), косы Оссорская и Карага в Карагинском заливе и многие другие. Большая часть аккумулятивных форм побережья сложена галечным материалом, но встречаются и песчаные формы, на поверхности которых развиты дюнные массивы. Однако большинство аккумулятивных форм являются полигенетическими образованиями, поскольку слагающий их материал поступал как в процессе вдольбереговых перемещений, так и за счет выбрасывания его со дна в условиях малых уклонов (пересыпи юго-западного побережья Анадырского залива). При этом следует учитывать, что поперечное перемещение наносов с подводного берегового склона приобретает все большее значение по мере выравнивания береговой линии. Уникальной аккумулятивной формой, питающейся донным материалом, является бар Мээчкын на северо-западном побережье Анадырского залива.

Выровненные абразионно-аккумулятивные участки берега встречаются и на горных

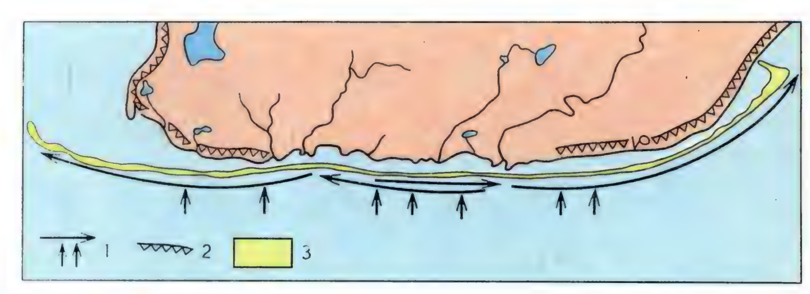


Схема строения косы Мээчкын [Особенности формирования... 1971]. 1 — поступление материала со дна и направление его вдольберегового перемещения, 2 — отмершие клифы, 3 — коса

Современная морская терраса в вершине фиорда

участках побережья. На них за счет размыва входных мысов фиордовых бухт, реже — в результате поступления наносов со дна образовались многочисленные пересыпи и бары, отчленившие фиорды от моря. На месте фиордов образовались фиордовые озера и лагуны: оз. Ыстигет, Тюленье озеро, лагуна Кивак, лагуна Имтук, озеро и лагуна Аччен (Чукотский п-ов), лагуны Аринай, Амаам, лиманы Кайгытгын, Аловча, Таман и др. (Корякское нагорье). Пересыпи отчлененных фиордов обычно сложены хорошо окатанной крупной галькой, иногда даже валунами.

Фиорды Берингова моря являются прекрасными, хорошо укрытыми естественными гаванями и, видимо, сыграют в этом качестве большую роль при дальнейшем освоении побережья. Отчлененные фиорды также интересный объект хозяйственного освоения. Они являются отличными хранилищами пресной воды, что при отсутствии на многих участках крупных рек весьма немаловажный фактор.

Побережье Берингова моря почти полностью находится в зоне распространения многолетних мерзлых пород. Причем рыхлые мерзлые породы нередко включают линзы грунтового льда. Благодаря разнообразию мерзлотных условий в береговых обрывах, сложенных четвертичными отложениями, возникают разные термоабразионные и абразионно-солифлюкционные формы рельефа. Особенно велика роль солифлюкционных и термоабразионных процессов в разрушении берегов в Беринговом проливе и Анадырском заливе.

Берега Восточной Камчатки

Значительная часть Восточной Камчатки относится к побережью Берингова моря, так как южную границу моря принято проводить по линии Командорские о-ва — м. Камчатский. Однако по характеру расчленения, особенностям развития и динамики берега Восточную Камчатку закономернее рассматривать как единый береговой регион.

Общепринято называть расчленение береговой линии Восточной Камчатки лопастным. Крупные гористые п-ова Озерный, Камчатский, Кроноцкий, Шипунский далеко выдвигаются здесь в океан, оставляя между собой широкие вогнутые береговые дуги, ограничивающие низменные участки побережья. Гористые п-ова Восточной Камчатки ограничены системой сбросов и разломов северо-западного и северо-восточного простираний и являются по существу сложными горстовыми поднятиями. Полуострова, несмотря на небольшую абсолютную высоту (600—1000 м), имеют типично горный рельеф — горные пики и крутые склоны. Они сложены третичными вулканическими породами, прорванными интрузиями гранитоидов.

Четвертичные и современные вулканические горы составляют как бы второй эшелон и располагаются в некотором удалении от моря. Однако благодаря большой высоте вулканические горы — Ключевская Сопка (4750 м), влк. Камень (4585 м), вулканы Кроноцкий (3528 м), Корякский (3456 м), Ичин-

Общий вид побережья Восточной Камчатки. На первом плане скалы «Три брата»

ский (3621 м) — хорошо видны с моря и составляют совершенно неповторимую панораму побережья Восточной Камчатки.

Южнее Авачинской губы к морю подходит восточное предгорье Срединно-Камчатского хр., представляющее собой продолжение вулканической дуги Камчатки. Среднегорный рельеф характеризуется здесь сочетанием выровненных поверхностей и насаженных на них вулканических конусов. Горные массивы глубоко расчленены эрозионными формами, моделированными ледниками.

Выдвинутые в океан полуострова Восточной Камчатки длительное время испытывают атаки океанских волн. Поэтому в процессе абразии и отступания высоких береговых обрывов произошло образование в приурезовой зоне широких подводных абразионных террас, изобилующих останцами-кекурами, которые ослабляют в настоящее время дальнейший размыв.

В пределах береговых дуг, разделяющих полуострова, аккумулятивные участки сопряжены с выходящими к морю невысокими абразионными обрывами. Аккумулятивные формы в дугах представлены пляжами, современными надводными террасами и пересыпями, отчленяющими от моря лагуны и устьевые части рек. Реже встречаются аллювиально-морские террасы большой ширины (южнее Усть-Камчатска и в районе с. Жупаново) с сериями береговых валов на поверхности.

Берега Юго-Восточной Камчатки (к югу от Авачинской губы) отличаются от расположенных к северу. Здесь более или менее выровненные участки коренного берега с очень высокими клифами или абразионно-денудационными уступами чередуются с небольшими вогнутостями или открытыми бухтами, чаще всего приуроченными к депрессиям рельефа и долинам рек. Берега таких открытых бухт (Пираткова, Асача, Ходутка, Мутная, Вестник и др.) представляют собой низкие аллювиально-морские террасы или широкие пересыпи, отчленяющие пониженные пространства приустьевых частей рек, иногда их дельты и, реже, лагуны.

В пределах Шипунского п-ова и к югу от Авачинской губы располагается несколько фиордов, самых южных в СССР. Фиорды тихоокеанского побережья Камчатки не образуют сложной сети фиордовых долин. Их простирание согласуется с двумя основными тектоническими и орографическими направлениями восточного побережья полуострова. Фиордовые бухты Русская (Ахомтен), Лиственничная, Моржовая, Бечивинская ориентированы с юго-запада на северо-восток, а

Вилючинская и часть Моржовой бухты направлены на северо-запад. По происхождению фиорды Камчатки, видимо, являются грабенами, они имеют прямолинейные сбросовые берега, мало измененные морем.

Отличается от всех бухт Авачинская губа — довольно обширный глубоководный замкнутый залив. Это одна из лучших гаваней Дальнего Востока, на берегу которой расположен крупный порт Петропавловск-Камчатский. По происхождению Авачинская губа — внутриматериковый грабен [Дальний Восток... 1982].

Берега Восточной Камчатки и Курильских о-вов подвержены разрушительному действию цунами. Несколько раз за последние десятилетия цунами обрушивалось на побережье, смывало поселки, разрушало аккумулятивные формы, изменяя прибрежный рельеф. Так, например, во время цунами 1952 г. была полностью размыта коса в бухте Бечевинской и частично петлевидная коса в бухте Вилючинской. Интересно, однако, что через несколько лет обе косы почти полностью восстановились.

Рельеф побережья не только разрушается цунами, но и сам активно воздействует на переформирование волны, увеличивая или уменьшая высоту заплеска. Здесь играет роль рельеф шельфа и береговой зоны, конфигурация береговой линии. Например, при заходе цунами в бухты, имеющие воронкообразную форму, высота волны может увеличиваться в 5 раз. В связи с этим весьма важно для освоения побережья иметь четкое представление о взаимодействии цунами и рельефа побережья. Еще в 1959 г. была составлена предварительная схема районирования степени воздействия цунами на побережье Курило-Камчатской зоны [*Каплин, Ионин*. 1961]. В настоящее время эта схема продолжает уточняться. Кроме того, для цунамиопасных районов Дальнего Востока создана разветвленная сеть станций предупреждения цунами, работающих в контакте с подобными станциями Японии и США.

Берега Охотского моря

Охотское море омывает Западную Камчатку, Северный и Восточный Сахалин, материковый берег Азии между заливом Шелихова и проливом Невельского. За исключением севера и юго-запада, береговая линия Охотского моря имеет достаточно простые очертания. Со стороны Западной Камчатки, Восточного Сахалина и Северо-Западного Приохотья побережье образовано прибрежными низменностями, имеющими выровненные аккумулятивные берега.

Берег Западной Камчатки представляет собой выровненную, пологовыпуклую в сторону Охотского моря линию. Современная береговая зона состоит из комплекса береговых аккумулятивных форм типа пересыпей, отчленяющих лагуны, и абразионных обрывов, развитых более ограниченно. Пересыпи состоят из одного или нескольких сочлененных береговых валов высотой 5—6 м. Ширина пересыпей 120—170 м, а иногда 350—400 м (устье р. Морошечной, м. Хайрюзово и др.). За пересыпями располагаются узкие, тянущиеся на десятки километров так называемые шнурообразные лагуны. Для пересыпей Западной Камчатки характерным процессом является надвигание их тела на лагуны или на прибрежную низменность, сложенную с поверхности торфяниками. На некоторых участках пересыпи перекрывают лагуну и причленяются к материковому берегу (поселки Крутогорово, Пымта и др.).

К северу от м. Левашова, у поселка Митога и на других участках побережья, где к морю подходят увалы водораздельной равнины, развит абразионный берег. Активные клифы на этих участках достигают от 10—15 до 30 м. У подножия клифов прослеживаются пляжи.

Прибрежная равнина Западной Камчатки соответствует крупному миоценовому краевому прогибу, заполненному мощной толщей неогеновых и четвертичных осадков. Равнина повышается к востоку, переходя в увалы, которые местами подходят к береговой линии. Равнина сложена в основном аллювиальными, флювиогляциальными и озерно-гляциальными отложениями. В прибрежной части равнины отмечены террасы высотой 5—6, 10—12 и 18—20 м. Строение побережья в центральной части Западной Камчатки изображено на схеме.

Севернее м. Хайрюзова на побережье Камчатки образованы береговые дуги большого радиуса. Эти дуги имеют абразионное происхождение и опираются концами на вскрытые субаэральными процессами базальтовые и андезитовые горные массивы — полуострова,

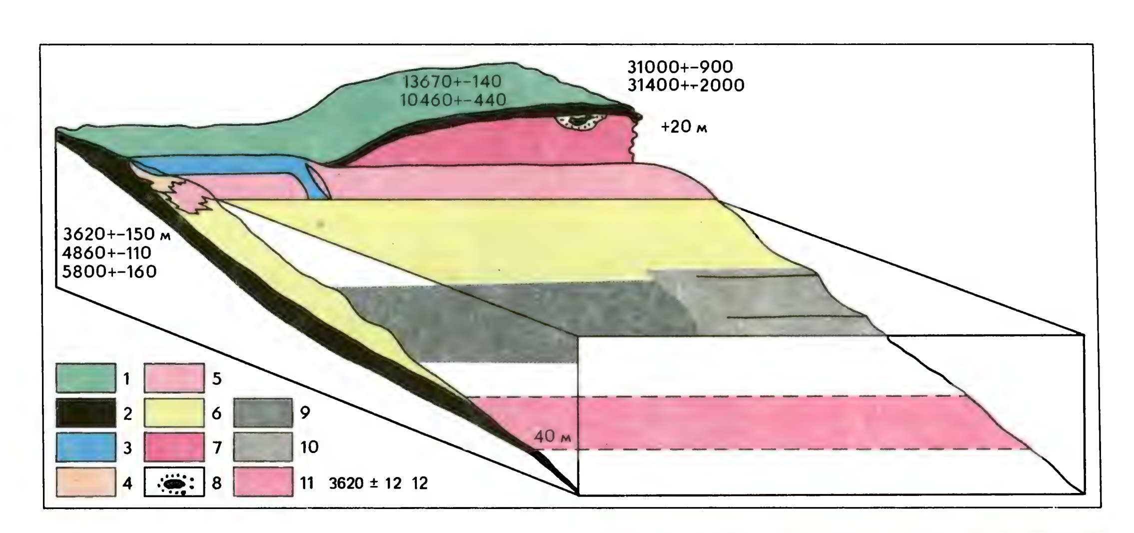


Схема строения побережья Западной Камчатки.
1 — прибрежная тундра, 2 — торфяник,
3 — лагуна, 4 — лагунные отложения, 5 — современный бар и пляж, 6 — отложения верхней части шельфа, 7 — мореноподобные отложения. 8 — аллювиальные отложения с линзами органического материала, залегающие в понижениях древнего рельефа, 9 — береговые аккумулятивные формы на дне моря, 10 — береговые абразионные формы на дне моря, 11 — торфяник под современными морскими отложениями, 12 — точки определения абсолютного возраста отложений по изотопам углерода

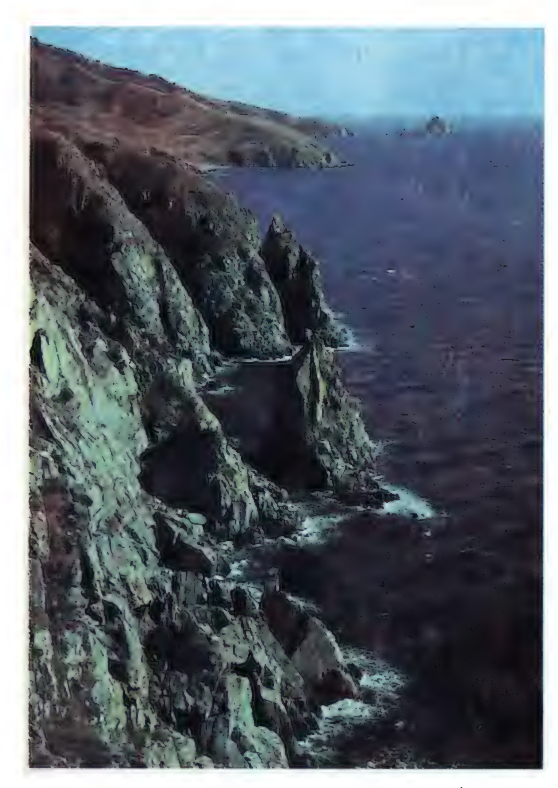
Вершина бухты на западном побережье Охотского моря. Береговая аккумулятивная форма отчленяет устье реки

Размыв берега и хозяйственных построек на западном побережье Камчатки

оканчивающиеся мысами Хайрюзова и Утхолокским. Здесь расположены клифы высотой в несколько десятков метров.

Процесс размыва как аккумулятивных, так и абразионных участков характерен почти для всего побережья Западной Камчатки. Размыв наносит большой ущерб хозяйству территории. Главная причина размыва — дефицит наносов береговой зоны, что обусловливает маломощность и незначительность по протяжению вдольбереговых потоков наносов [Новейшие отложения... 1978].

Лагунные берега занимают и большую часть Восточного Сахалина. Здесь система пересыпей и баров тянется более чем на 250 км. Так же как и для Западной Камчатки, отмечается медленное движение пересыпей в сторону суши, вызванное относительным тектоническим опусканием лагунного берега и дефицитом наносов. Питание пересыпей обломочным материалом при их формировании осуществлялось в основном с отмелого подводного склона при поперечном движении



Абразионно-бухтовый берег в юго-восточной части Охотского моря

наносов. Потоки заносов вдоль побережья возникли на определенном этапе развития как вторичный процесс. А. Т. Владимировым [1961] описано в этом районе три коротких вдольбереговых потока наносов.

Северная оконечность о. Сахалин образована прибрежным плато п-ова Шмидт, которое спускается к морю активными клифами (скорость абразии до 1 м/год).

Расчленение береговой линии северной части Охотского моря, так же как и расчленение Восточной Камчатки, можно назвать лопастным. Поднятые блоки, ограниченные сбросами, образуют выдвинутые в море горстовые полуострова (Лисянского, Хмитевского, Кони, Пьягина, Тайгонос), между которыми располагаются бухты — грабены различного размера и строения [*Кулаков*. 1980]. Берега выдвинутых в акваторию моря полуостровов можно охарактеризовать как абразионно-денудационные. Полуострова ограничены высокими береговыми обрывами, разрушение и отступание которых происходило благодаря совместному действию абразии и морозного выветривания. На многих участках в результате отступания береговых обрывов в приурезовой полосе образовались валунно-глыбовые и коренные бенчи, и процесс абразии в настоящее время в значительной мере ослаблен.

Разделяющие полуострова депрессии заполнены, как правило, рыхлыми, в основном аллювиальными, отложениями и выражены в рельефе в виде прибрежных равнин, открывающихся в заливы. В вершинах заливов формируются береговые бары, отчленяющие устья рек, и лагуны.

Мощные лагунные комплексы развиты в центральной части материкового побережья Охотского моря, в районе г. Охотска. Галечные бары, отчленяющие цепь лагун, сливаются здесь в единую аккумулятивную дугу длиной около 200 км. Комплекс голоценовых и современных аккумулятивных форм побережья надвигается на прибрежную равнину, сложенную континентальными отложениями. Эта равнина представляет собой слившиеся аллювиальные конусы выноса рек, стекающих со склонов Прибрежного хр. Во время послеледниковой трансгрессии равнина затапливалась морем, которое формировало мощные галечные аккумулятивные формы. В настоящее время эти галечники перекрывают верхнюю часть шельфа и слагают рельеф берега до высот 5—6 м.

Южный берег Тугурского залива в отлив

Геоморфологическая схема участка материкового побережья Сахалинского залива [Особенности формирования... 1971]

Поселок Аян на Охотском побережье

Южнее м. Энкэн Прибрежный хр. подходит вплотную к морю, и побережье становится гористым. Здесь встречаются как выровненные абразионные и абразионно-аккумулятивные берега, так и мало измененные морем бухтовые. Особенно глубоко расчленено побережье южнее Шантарских о-вов. Глубоко врезанные в сушу заливы Тугурский, Ульбанский, Николая по характеру расчленения береговой линии близки к риасовым. В вершинах риасов сформированы аллювиальные низменности, ограниченные с моря комплексом береговых аккумулятивных форм.

Материковый берег Сахалинского залива в большей своей части аккумулятивный. Аккумулятивные формы рельефа на этом побережье довольно разнообразны: пересыпи, переймы, аккумулятивные острова, свободные аккумулятивные формы и т. п. Крупнейшей переймой (томболо) является аккумулятивная форма Мухтель, соединяющая одноименный гранитный массив с материком. Сложную аккумулятивную форму представляет собой пересыпь залива Счастья. Она состоит из свободной аккумулятивной формы — Петровской косы и островных баров — о-вов Байдукова и Чкалова. Эта аккумулятивная форма, видимо, не может слиться в единую пересыпь из-за сильных приливо-отливных течений, постоянно промывающих проливы между косой и островными барами.

На выступах берега в Сахалинском заливе выходят коренные породы и преобладают абразионно-денудационный, абразионный и даже термоабразионный типы берега.

Берега Охотского моря изучены и освоены

недостаточно. Суровые условия, отсутствие на многих участках удобных бухт препятствуют этому. Например, на Западной Камчатке по существу нет ни одного порта-укрытия, что затрудняет развитие здесь рыбного промысла. На севере Охотского моря, в Пенжинской губе например, большие затруднения для прибрежного судоходства возникают из-за значительной амплитуды приливов (12 м), многочисленных приливных осушек и мелей.

Лучше всего освоено северо-западное побережье, где расположен порт Ногаево (12 тыс. жителей). Он находится в глубокой бухте того же названия и служит морским выходом областного центра Магадана. Порт выполняет функции распределителя грузов для обширных районов Северо-Востока [Тихий океан... 1981]. На материковом побережье расположены также небольшие порты Охотск и Аян.

Большие перспективы для развития имеет северо-восточное побережье Сахалина, где на шельфе разведаны запасы нефти и газа.

Советские берега Японского моря

Протяженность советских берегов Японского моря составляет около 2200 км. С запада это берега Приморья, с востока — Сахалин. Побережье Приморья располагается в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-материкового вулканического пояса.

В пределах прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня преобладает в целом мелкосопочный и холмисто-увалистый рельеф, реже встречаются низкогорные и среднегорные массивы. В северной части района, на берегах Амурского лимана, пролива Невельского и в северной части Татарского пролива распространены полого наклоненные к морю вулканогенные и аккумулятивно-денудационные равнины, аллювиальные конусы выноса и низкие заболоченные аллювиально-морские равнины. Соответственно такому типу рельефа для Амурского лимана и пролива Невельского характерны низкие аккумулятивные берега. Однако для Приморья в целом свойственно преобладание высоких обрывистых абразионных и абразионно-денудационных берегов, совпадающих с зонами разломов. Абразионные участки чередуются с бухтами, которые приурочены к устьям рек. Последние в свою очередь заложены по зонам блоковой тектоники. Правда, имеются данные, что некоторые бухты Центрального Приморья (например, Рудная) образовались на месте разрушенных вулканических кальдер.

Абразионный берег Приморья

В. С. Медведев [1961] разделяет побережье Приморья на четыре геоморфологических района. Север Приморья характеризуется распространением абразионных, слабо расчлененных бухтами берегов (м. Сущева — м. Красный Партизан). На юге этого района встречается несколько риасовых бухт (Советская Гавань, Ванино, Датта). Южнее, от м. Красный Партизан до бухты Терней, берег почти выровненный абразионный. На отдельных участках к морю открываются аллювиально-морские террасы.

Центральная часть Приморья, от бухты Терней до м. Поворотный, может быть отнесена к типично абразионно-бухтовым берегам. Здесь довольно много открытых бухт (Рында, Рудная, Зеркальная, Киевка и др.), между которыми тянутся абразионные участки с хорошо выраженными высокими клифами, иногда с бенчами у их подножия, и причудливыми кекурами, живописно окаймляющими мысы.

В бухтах центральной части Приморья образовано много достаточно сложных по морфологии и генезису аккумулятивных форм: террасы с сериями разновозрастных береговых валов, косы, перейми и т. д. Наиболее интересными являются аккумулятивный выступ м. Песчаный, коса м. Сюркум, сложные пересыпи Духовских озер и др.

На побережье Приморья отсутствуют поднятые береговые линии [*Кулаков*. 1973]. Они обнаружены на шельфе при бурении и

Скалистый островок у берегов Приморья

Бухта в центральной части побережья Приморья

представляют собой реликты древних баров, которые некогда, при более низком уровне моря, отчленяли лагуны [*Внучков и др.* 1976]. Эти комплексы имеют различный возраст и образовались при трансгрессиях во время последнего интергляциала и во время фландрской трансгрессии. Несколько таких береговых линий показано на схеме.

Юг Приморья известен как классический тип риасового берега. Отроги горной системы Сихотэ-Алиня подходят на этом участке побережья перпендикулярно к береговой линии, и в результате вторжения моря в межгорные депрессии здесь образовались глубоко врезанные в сушу заливы (Уссурийский, Амурский), многочисленные острова. В вершинах заливов располагаются аллювиальные низменности, на полуостровах, разделяющих эти заливы, выработаны абразионные и денудационные формы рельефа.

Япономорский берег Сахалина образован склоном Западно-Сахалинского хр. Побережье сложено главным образом рыхлыми третичными породами — сланцами, глинами, песчаниками, конгломератами, которые сравнительно легко разрушаются морем.

Почти на всем протяжении западный берег Сахалина абразионный. Клифы имеют высоту на юге 60—80 м и 8—10 м на севере. Абразия берега протекала очень активно, на многих участках береговая линия отступила в глубь суши, и перед подножиями клифов образовались подводные абразионные террасы шириной до нескольких километров. Вследствие этого клифы западного побережья в настоящее время отмирают, а на некоторых участках являются отмершими. К основанию отмерших клифов на юге примыкает аккумулятивная терраса высотой 3—5 м. Участки современного размыва берега сохранились лишь там, где суша заметно выступает в сторону моря (район мысов Чихачева, Ламанон, Перевального и др.). В северной части побережья абразионный берег тянется непрерывно от м. Фуругельма до села Виахту. Благодаря размыву этого северного участка берега из наносов, поступающих в береговую зону, формируется вдольбереговой поток наносов, движущихся к северу от м. Жонкиер. Из этих наносов формируется мощная аккумулятивная форма «азовского типа» м. Тык, большая же их часть заполняет вершину Татарского пролива [Дальний Восток... 1982].

На побережье Западного Сахалина имеются еще две крупные аккумулятивные формы — выступ м. Слепиковского и пересыпь оз. Айнского. Первая имеет длину 25 км, вторая — 40 км. Однако в настоящее время аккумуляции наносов на этих формах

Томболо в Амурском заливе

Риасовое побережье Приморья

не происходит, так как ослабление абразии по всему контуру берега породило резкий дефицит наносов. Упомянутые аккумулятивные формы развивались в то время, когда берег еще не окаймляли широкие бенчи, активно размывались клифы и вдоль берега существовали мощные потоки наносов. Таким образом, западные берега Сахалина, особенно в южной части, как бы завершили абразионно-аккумулятивный цикл своего развития, достигнув при данных условиях стадии геоморфологической или динамической зрелости.

Берега Японского моря — наиболее освоенная часть Дальнего Востока. Многие пункты побережья имеют достаточно хорошие транспортные пути: железная дорога подходит к морю во Владивостоке, Находке, Советской Гавани, на побережье хорошие шоссейные дороги, связывающие между собой и с промышленными центрами многие прибрежные поселки. В Южном Приморье развито сельскохозяйственное производство, в Центральном и Северном — лесопромышленность. Крупные порты Японского моря не только имеют значение для каботажного плавания, но и играют большую роль в развитии океанского рыбного промысла, во внешнеторговых операциях. К таким портам относится Владивосток (грузооборот превышает 9 млн т), Находка (более 10 млн т), Восточный порт, строительство которого началось в девятой пятилетке и который сейчас стал одним из самых современных глубоководных портов Тихого океана, Ванино — высокомеханизированный порт в Татарском проливе, через который проходит железнодорожная паромная переправа Ванино — Холмск. Советское Приморье развивается в настоящее время высокими темпами, и перспективы этого развития поистине неограниченные.

Восточные берега Корейского п-ова

Продолжением берегов Приморья с материковой стороны Японского моря являются восточные берега Корейского п-ова. Их протяженность от пограничной р. Тюмень-Ула до порта Пусан, расположенного в Корейском проливе, составляет около 1000 км [Берега Тихого океана. 1967]. В строении тектонических структур Корейского п-ова принимает

участие геологический комплекс широкого возрастного диапазона — от докембрийских до плиоцен-четвертичных пород включительно.

Особенно интенсивная тектономагматическая деятельность и крупные структурные перестройки происходили на территории Кореи в мезозойское время. В триасе и юре были заложены грабены в бассейне р. Амноккан и многие разломы, окаймляющие береговые структуры. В это же время на территории Кореи происходило внедрение крупных гранитных интрузий.

В кайнозое продолжалось, видимо, общее поднятие морфоструктуры, формирование новых и оживление старых разломов, мощное излияние андезитов и базальтов трещинного типа. В связи с блоковым строением территории на фоне общего поднятия происходят опускания отдельных тектонических блоков. В целом Корейский п-ов имеет тектонический «перекос». Ось сводово-глыбового поднятия смещена к востоку и проходит вдоль Японского моря. Вследствие этого к восточному побережью относится зона максимальных поднятий, а западная окраина полуострова, обращенная к впадине Желтого моря, опускается. Опускание привело к образованию здесь обширных приморских низменностей [*Кулаков*. 1980].

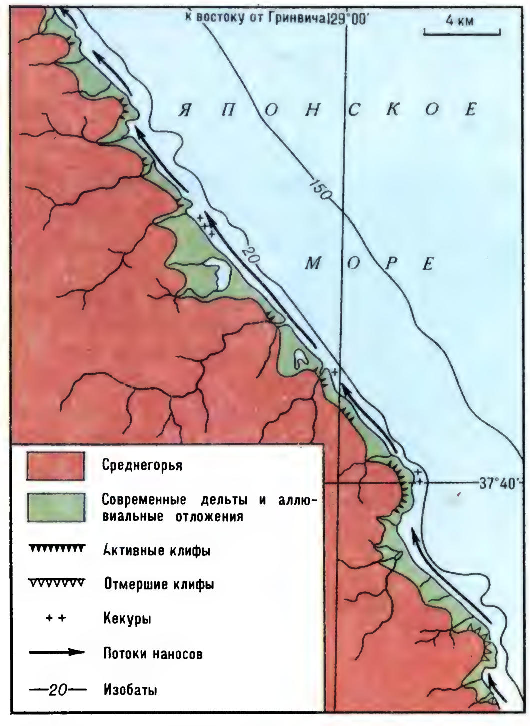
Побережье Восточной Кореи гористо и почти лишено низменных участков. Только в вершине Корейского перешейка располагается Хамхынская равнина. Вдоль побережья протягиваются Северо-Корейские и Восточно-Корейские горы. Высота отдельных вершин Северо-Корейских гор достигает 2500 м. Склоны гор сильно расчленены эрозией. Восточно-Корейские горы образованы системой параллельных хребтов, ориентированных с северо-запада на юго-восток. Высоты отдельных вершин не превышают 2000 м.

В северной части полуострова берега образованы древними останцовыми грядами и холмами, на которых развиты мощные коры выветривания на коренных породах [Берега Тихого океана. 1967]. Берег района абразионно-бухтовый и похож по своей геоморфологической структуре на берег центральной части Приморья. Абразионные участки чередуются здесь с широко открытыми бухтами (залив Чосоньмань, бухта Кёнсонман и др.). Абразионные участки приурочены к выступам берега и выровненным отрезкам береговой линии. Однако вследствие большой устойчивости пород, слагающих береговые склоны, темп абразии невелик, перед берегом на подводном склоне не образуются бенчи, берег приглуб, и лишь в отдельных случаях у подножия клифов располагается узкий валунно-галечный пляж.

Аккумулятивные участки приурочены к вершинам ингрессионных бухт и по происхождению являются прибрежно-аллювиальными низменностями. Такие приустьевые аккумулятивные формы занимают значительные пространства на побережье (около $^1/_3$ протяженности береговой линии). Обилие аккумулятивных форм обусловлено тем, что побережье района сильно расчленено сетью долин рек, выносящих в береговую зону большое количество обломочного материала.

Побережье к югу от Восточно-Корейского залива имеет несколько иное строение. С северо-запада на юго-восток на протяжении сотен километров тянется почти прямолинейный однообразный берег, в пределах которого нет крупных бухт. Берег в основном абразионный, хотя много и аккумулятивных участков. Подходящие к морю горы имеют довольно крутые склоны, лишь у подножия подрезанные клифами. Крупные реки здесь отсутствуют, но со склонов стекают многочисленные потоки, которые и выносят обломочный материал, питающий аккумулятивные формы. Однако все аккумулятивные формы прижаты к берегу в виде пляжей и заполняющих неровности берега террас. Подводный береговой склон вдоль всего Корейского п-ова очень приглубый, шельф по существу отсутствует. Исследованиями доказано, что вдоль побережья существует система крупных разломов, отделившая побережье от впадины Японского моря.

Интересен участок берега между м. Сувондан и м. Йончхуган. Здесь под углом к линии берега подходят хребты Восточно-Корейских гор, образуя своеобразные мысы-кулисы. Под прикрытием этих мысов с южной стороны располагаются асимметричные бухты. Вершины бухт отчленяются песчаными пересыпями, питающимися за счет абразии мысов при движении обломочного материала вдоль берега с юга на север.



Серия кулисообразно расположенных выступов берега Корейского полуострова, определивших существование нескольких односторонне направленных потоков наносов

Южная оконечность Корейского п-ова, обращенная в сторону одноименного пролива, имеет риасовый тип расчленения и похожа в этом отношении на побережье Южного Приморья.

Вдоль побережья Восточной Кореи отмечаются поднятые морские террасы. Однако их возраст, а главное — генезис не доказаны. Г. Х. О [*Oh*. 1981] выделяет три абразионные террасы на юге полуострова: 20—100, 10—80 (сангамон?) и 9—30 м. Все террасы перекрыты элювиальными и аллювиальными отложениями или перекрыты мощными корами выветривания. Многие исследователи писали о низкой голоценовой террасе Восточной Кореи. Однако исследования Й. Парка [*Park*. 1982] показали, что по крайней мере в южной части региона в послеледниковое время уровень моря ни разу не превышал современного уреза. Выводы Й. Парка основываются на многочисленных радиоуглеродных датировках.

Побережье Восточной Кореи освоено очень хорошо. В пределах Корейской Народно-Демократической Республики интенсивно развиваются горнодобывающая, тяжелая, химическая и другие отрасли промышленности. Главные центры черной металлургии находятся на северо-востоке страны (Чхонджин), предприятия цветной металлургии расположены в Мунчхоне и Хамхыне. В Хамхыне, кроме того, развита химическая промышленность, направленная на производство минеральных удобрений.

Важное значение имеет рыбная промышленность. В прибрежных водах вылавливаются разные виды рыб, добываются моллюски и водоросли. Вдоль побережья КНДР преобладают каботажные перевозки. Основными портами являются Чхонджин, Хыннам и Вонсан, последний — наиболее крупный порт КНДР [Тихий океан. 1981].

Побережье, примыкающее к Японскому морю, наименее экономически развитый район Южной Кореи. В горах добывается каменный уголь, золото, полиметаллы, железная руда, редкие металлы (вольфрам, молибден и др.). В долинах на побережье культивируются зерновые, фрукты, табак, хлопок, в прибрежных водах развит морской промысел. Обрабатывающего производства здесь почти нет [Тихий океан. 1981].

Торговый флот Южной Кореи насчитывает более тысячи судов общей вместимостью 2,5 млн рег. т (около $^2/_5$ приходится на танкеры, $^1/_4$ — на суда для перевозки генеральных грузов). Значительная часть перевозок внешнеторговых грузов страны осуществляется судами японской корпорации. Основные порты побережья Юго-Восточной Кореи — Пусан, Ульсан, Иосу и Пхохан.

Пусан (2,5 млн жителей) — один из крупнейших и хорошо оборудованных портов Южной Кореи, в котором развиты текстильная, пищевая, металлургическая, машиностроительная (особенно электроника и судостроение), химическая отрасли промышленности. Порт расположен в удобной гавани, доступной для судов с осадкой до 9,5 м. Грузооборот порта около 26 млн т.

Ульсан (159 тыс. жителей) — крупный порт и рыболовецкая база, нефтехимический центр. Порт располагает сухим доком, способным принимать суда водоизмещением до 400 тыс. т. Грузооборот порта 19 млн т.

Пхохан (свыше 100 тыс. жителей) — рыболовецкая база и порт, хорошо связанный с железнодорожной сетью Южной Кореи. Погрузочно-разгрузочные операции производятся на якорном месте. Грузооборот порта около 9 млн т.

Раздел 3

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БЕРЕГА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Общие сведения о регионе

Побережье Юго-Восточной Азии омывают Желтое, Восточно-Китайское, Южно-Китайское и Яванское окраинные моря. Побережье, по представлениям Л. И. Красного [Геология Тихоокеанского... 1978], входит в состав крупных глыб (геоблоков), разделенных межблоковыми зонами высокой подвижности. К таким блокам относятся Северо-Китайская и Южно-Китайская древние платформы и Индосинийский массив. В состав Северо-Китайской платформы входят Сино-Корейский щит, крупная впадина Ордоса и ряд более мелких структур. Хотя платформы имеют древний докембрийский фундамент, они неоднократно активизировались в палеозое и даже мезозое.

Индосинийский геоблок в фундаменте сложен также докембрийскими породами. Сверху он прикрыт девонскими, триасовыми, юрскими и меловыми деформированными толщами. Южная часть массива, как считает Л. И. Красный, погружена под воды Сиамского залива и Южно-Китайского моря.

Крупные геоблоки Восточной Азии обрамляются складчатыми системами. К северу и западу от Индосинийского геоблока расположена Лаосско-Вьетнамская складчатая система. К западу и югу от Индосинийской глыбы выделяются палеозойская Бирмано-Малайская и мезозойская Северо-Зондская складчатости.

Южно-Китайская платформа с востока обрамляется Катазийской каледонской складчатой системой, в которой различают выступы древнего дорифейского основания [Геология Тихоокеанского... 1978].

Сложному тектоническому строению территории соответствует не менее сложный рельеф. В строении рельефа выделяются средневысотные горы, плато, обширные аллювиальные равнины. Горные массивы и хребты связаны с Катазийской, Лаосско-Вьетнамской, Бирманско-Малайской и другими складчатыми системами; плато, плоскогорья и равнины в основании имеют платформы. Например, Великая Китайская равнина структурно соответствует ядру Северо-Китайской платформы, прикрытому аллювием рек Хуанхэ и Янцзы. Южно-Китайская платформа более приподнята, и поэтому рельеф в ее пределах более сложный. Он представлен системой древних сильносглаженных эрозионно-расчлененных горных массивов (возвышенность Наньминь — 1300—1900 м).

Характерной орографической системой Китая является так называемый Континентальный уступ, окаймляющий с запада Великую Китайскую равнину. Он считается одной из главных ступеней, которыми Азиатский материк спускается к Тихому океану.

В пределах п-ова Индокитай орографические элементы имеют хорошо выраженные меридиональное и субмеридиональное направления. Главные черты рельефа определяются тремя горными системами — западной, центральной и восточной. Последняя, имеющая название Аннамские горы, протягивается вдоль побережья Южно-Китайского моря. Между главными горными системами располагаются низменности Бирмы, Таиланда и Лаоса.

Климатические факторы берегоформирования определяются расположением региона в южной части умеренного, субтропического и тропического поясов. Кроме того, большое значение имеет тот факт, что побережье расположено в области с ярко выраженным муссонным режимом циркуляции атмосферы. В тропической части региона широко распространены такие климатически обусловленные типы берегов, как коралловые и мангровые. Однако и в тропическом поясе и особенно в умеренном и субтропическом преобладают береговые формы рельефа, созданные волнением. Режим волнения определяется муссонами, которые в зимнее время направлены с суши на море, а летом — с моря в сторону берега. Летние муссоны не имеют большой силы, и поэтому развиваемое ими волнение обычно невелико по параметрам. Из-за мелководности в Желтом море преобладают короткие крутые волны. В Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях волны более длинные и пологие, обычная высота штормовых волн около 2 м. Большое значение для формирования береговой зоны имеют тайфуны, которые очень часты в летний сезон (с июня по сентябрь) на акваториях Желтого и Восточно-Китайского морей. В

Морская ферма в КНР

Восточно-Китайском море при скорости ветра 14,6 м/с зафиксированы волны высотой до 6,5 м и длиной до 30—102 м [Океанографическая энциклопедия. 1974]. Тайфуны производят большие разрушения на побережьях и являются одним из главных бедствий приморской зоны Китая.

На развитие береговой зоны и верхней части шельфа большое влияние оказывает поступление обломочного материала с суши. Реки Китая поставляют в моря огромное количество наносов. Хуанхэ выносит ежегодно 1 380 млн т, а Янцзы — 400 млн т наносов. Кроме того, большое количество тонкого лёссового материала приносят с континента желтые песчаные бури, которые особенно часты в северной части региона весной после таяния снега и высыхания почвы [Океанографическая энциклопедия. 1974].

Климатические условия, значительный снос питательных веществ с суши обеспечивают большую биологическую продуктивность морей, омывающих рассматриваемый регион. Кроме биологических ресурсов регион обладает большими запасами минерального сырья и колоссальными людскими ресурсами. Регион занимает весьма выгодное географическое положение, позволяющее контролировать важнейшие мировые коммуникации в Тихом океане и на стыке его с Индийским океаном.

Богатые биологическими ресурсами воды региона обладают очень высокой рыбопродуктивностью — от 500 до 1000 кг/км^2. Здесь добывается более половины тихоокеанского и свыше $^1/_4$ всего мирового улова рыбы, в том числе рыбы самых ценных пород [Тихий океан. 1981].

Минеральные ресурсы региона также весьма разнообразны и ценны. Из этого района земного шара мир получает 70% всех поставок олова, железную руду, марганец и медь, никель, хромиты, вольфрам, бокситы и др. В последние годы на шельфе окраинных морей Юго-Восточной Азии разведаны богатейшие запасы нефти и газа, часть которых уже добывается в промышленных масштабах.

Общий грузооборот портов Восточной Азии без каботажа превышает 1 500 млн т. Через окраинные моря проходят интенсивные транзитные грузопотоки нефти, железной руды, зерна, промышленных товаров (главным образом в Японию и обратно). Например, через Малаккский пролив ежегодно проходит около 50 тыс. морских судов разных стран [Тихий океан. 1981]. В функционировании этих грузопотоков важны внешнеторговые линии СССР, связывающие нашу страну со всеми государствами бассейна и Советский Дальний Восток с Европой.

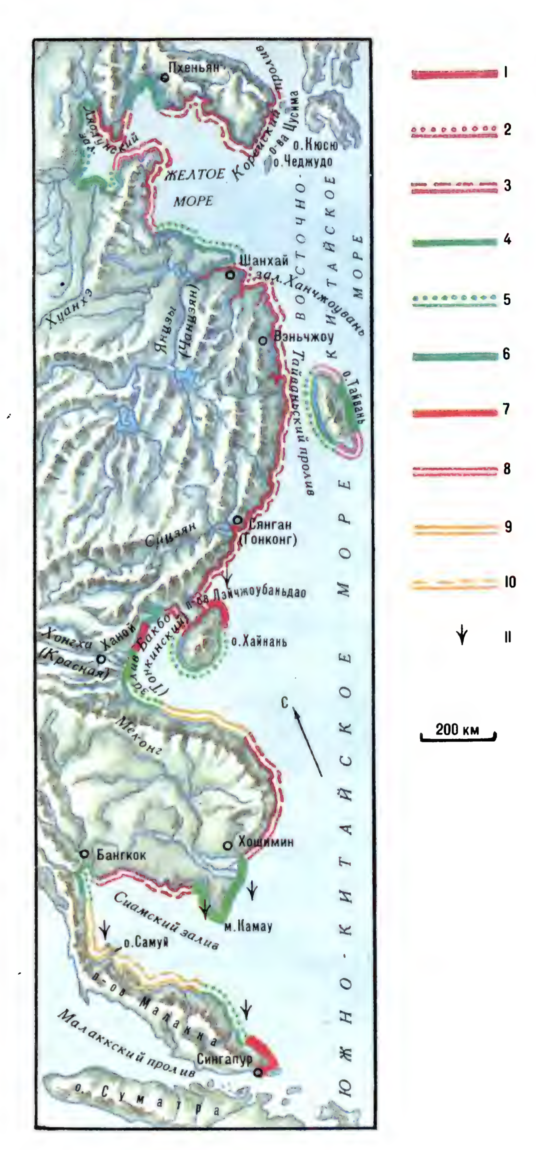
Территория региона играет важную роль в мировом производстве и экспорте некоторых видов сельскохозяйственной продукции: риса, лубяных культур, сахарного тростника, каучука ($^4/_5$ мирового производства), копры ($^7/_{10}$ мирового производства) и др. В последние годы интенсивное развитие региона связано с проведением в КНР модернизации народного хозяйства, в частности с образованием в прибрежных районах свободных экономических зон.

Берега Желтого моря

Берега Желтого моря сильно изрезаны, глубоко в сушу вдаются обширные заливы, разделенные крупными полуостровами. На севере располагаются большие заливы — Ляодунский и Бохайвань, соединяющиеся с открытой частью моря проливом Бохайхайся (Чжилийским). Между Ляодунским п-овом и основанием п-ова Кореи расположен Западно-Корейский (Ялу) залив.

Восточные берега Желтого моря можно квалифицировать как берега риасового типа. Однако риасовое расчленение проявляется не так резко, как это обычно характерно для риасовых побережий. Побережье Корейского п-ова прошло длительный путь развития, в ходе которого произошла планация рельефа и выравнивание береговой линии. На побережье образовалось множество коренных возвышенностей и эрозионных останцов, разбросанных среди плоских аллювиальных равнин. Подобный рельеф существовал и в верхней части современного шельфа, и его затопление привело к возникновению множества небольших заливов, разделенных островками и полуостровами.

Характерной особенностью прибрежной зоны Желтого моря в восточной части является наличие многочисленных осушек и песчаных гряд на береговом подводном склоне. Образование этих форм мезорельефа обусловлено действием двух основных факторов: наличием высоких приливов и обильным выносом с суши илистого материала. Величина сизигийного прилива у северо-западных берегов Кореи достигает 10 м, к южной оконечности полуострова она снижается до 4 м [Берега Тихого океана. 1967]. В то же время благодаря теплому влажному климату, существованию на суше мощных кор выветривания латеритного типа реки выносят с континента огромное количество илистого и алевритового материала. В результате приливо-отливных движений воды на подводном склоне береговой зоны сформированы обширные песчаные и илистые осушки. Ширина осушек достигает 8—10 км. Они в основном илистые и только по краям, где увеличивается скорость движения воды, песчаные. Контуры и местоположения осушек постоянно меняются, что создает крайние неудобства для прибрежного судоходства.



Типы берегов Юго-Восточной Азии [Берега Тихого океана. 1967]. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 4 — дельтовые, 5 — аллювиальных равнин; III. Берега с приливными или ветровыми осушками: 6 — илистые (типа ваттовых и маршевых) и песчаные; IV. Биогенные: 7 — коралловые. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** V. Выравнивающиеся берега: 8 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VI. Выровненные берега: 9 — абразионно-аккумулятивные, 10 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные). 11 — Мангры

Высокие приливы, сама конфигурация моря, наличие многочисленных заливов и проливов обеспечивают образование сильнейших, до 9—11 узлов, течений, ориентированных по нормали и вдоль береговой линии. Течения углубляют узкие фарватеры между островами, в устьях бухт. Так, у берегов Западной Кореи известен желоб Сосудо глубиной 84 м, что на 40 м глубже, чем поверхность окружающего шельфа.

В Западно-Корейском заливе приливными течениями создан грядовый песчаный рельеф, подобный рельефу, изученному в Северном море у берегов Англии. Некоторые гряды достигают поистине грандиозных размеров. В северной части залива, например, гряды юго-западного простирания возвышаются на 15, реже на 25—30 м над дном. Поверхность гряд, отстоящих одна от другой на 5—6 км, частично осыхает в малую воду. Гряды разделяются промытыми течениями желобами глубиной до 25 м [Берега Тихого океана. 1967]. Гряды и осушки прослеживаются вдоль всего побережья Западной Кореи. Подходы к портам обеспечиваются только там, где существуют более или менее стабильные фарватеры. Судоходные каналы и портовые акватории (порты Йонампхо, Инчхон, Кунсан, Мокхпо, Иосу) постоянно заносятся.

В. С. Медведев [Берега Тихого океана. 1967] по характеру расчленения коренных берегов и строению дна прибрежной зоны делит Западную Корею на четыре геоморфологических района (с севера на юг):

1. Берега Западно-Корейского залива, в пределах которого к морю открываются три крупных эстуария и множество затопленных устьев мелких рек, которые создают мелкозубчатое расчленение береговой линии. Рельеф побережья в этом районе низкогорный, лишь на юге залива к морю подходят отроги гор и островные массивы высотой более 900 м.

2. Берега залива Канхваман имеют лопастное расчленение. Рельеф побережья здесь низкогорный.

3. Берег третьего района (между 36°40′ и 35°10′ с. ш.) имеет типично риасовое расчленение — множество заливов внедряется здесь в сушу между холмами, лишь отдельные из них превышают 200 м.

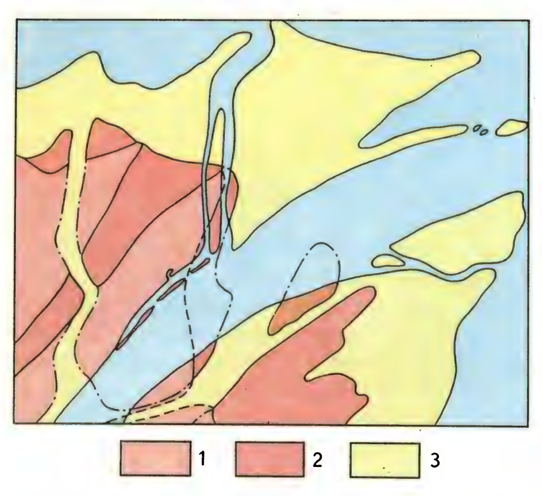
4. Южный район расчленен наиболее сильно. В береговой зоне расположено множество мелких скалистых островков высотой 200—300 м. Материковое побережье района постепенно повышается до гор высотой 800—900 м.

К северо-западу от Кореи воды Желтого моря омывают берег Ляодунского п-ова, принадлежащего КНР. Юго-восточный берег этого полуострова по строению мало отличается от описанных выше берегов Кореи, и его с полным правом можно включить в первый геоморфологический район. Лишь оконечность полуострова имеет хорошо выраженный риасовый тип расчленения. На западе Ляодунского п-ова берег окаймляет древняя морская терраса высотой 30—40 м. Возраст террасы неизвестен, но, возможно, она формировалась в среднем плейстоцене (300 тыс. лет назад). Фрагменты этой террасы отмечаются в вершине Ляодунского залива, по долине р. Ляохэ, на побережье к югу от Шаньдунского п-ова [*Wang Pinxian et al.* 1981]. В значительной части северо-восточный берег Ляодунского п-ова выровненный абразионный. По направлению к вершине залива берег становится все более и более отмелым, постепенно переходя в обширную плоскую заболоченную низменность дельтовой равнины р. Ляохэ.

Северо-восточный и восточный берег Ляодунского залива образован узкой предгорной аллювиальной равниной, расположенной у подножия Голубых гор, которые протягиваются вдоль побережья. На юге этого района располагается дельтовая низменность крупной р. Луаньхэ. Эта низменность далее к югу сливается с Северо-Китайской равниной. Песчаные выносы Луаньхэ вовлекаются во вдольбереговой поток наносов, мигрирующих в юго-западном направлении. Из этих наносов построен песчаный барьер, отделяющий дельту от моря, и разорванная на о-ва Шалэйтяньдао песчаная коса с крючкообразной оконечностью. Общая протяженность этих аккумулятивных образований более 60 км.

Северо-западную часть Желтого моря занимает залив Бохайвань (Бохай). Иногда этот залив вместе с Ляодунским заливом выделяют в отдельное внутреннее море Бохай.

Побережье залива Бохайвань — край Великой Северо-Китайской равнины, сложенный в основном толщей илистых отложений, вынесенных р. Хуанхэ. Берег окаймлен раку-



Нарастание внешнего края дельты реки Хуанхэ [*Леонтьев.* 1961]. Участки поверхности дельты, сформировавшиеся: 1 — до августа 1953 г.; 2 — между августом и ноябрем 1953 г.; 3 — между ноябрем 1953 и октябрем 1955 г.

шечными береговыми валами высотой до 3 м или искусственной земляной дамбой. С морской стороны побережье оконтурено илистыми осушками шириной до 10 км. В залив Бохайвань впадает р. Хуанхэ, выносящая, как говорилось выше, до 1 380 млн т/год твердых осадков [Берега Тихого океана. 1967]. Внешний край дельты р. Хуанхэ выдвигается в море со скоростью 300—400 м/год, а в отдельные годы — даже на 1—1,5 км. [*Леонтьев.* 1961]. В течение 4 тыс. лет река 7 раз меняла свое русло и довольно долго впадала в Желтое море не севернее Шаньдунского п-ова, как сейчас, а южнее его. Фиксация устья в современном положении произошла в 1852 г., и за это время дельта выдвинулась в акваторию залива Бохайвань на 20 км. Наращивание дельтовых отложений происходит не только по площади, но и по мощности. Скважина в котловине Желтого моря у дельты Хуанхэ, пройдя 960 м дельтовых осадков, не вышла из плейстоценовых отложений. По представлениям В. П. Зенковича [Берега Тихого океана. 1967], из илистых выносов р. Хуанхэ формируется своеобразный вдольбереговой поток наносов, движущихся от дельты в северном направлении.

Побережье залива Бохайвань почти полностью находится под влиянием р. Хуанхэ. Здесь сформирован своеобразный тип побережья, получивший название «чениер-плен». На побережье зафиксировано 4 серии береговых валов, продвинутых на 50 км в глубь территории. Наиболее мощная из этих серий — вторая (II) от моря. Береговые валы имеют здесь ширину 50—60, иногда 200—300 м и высоту 1—2, иногда до 8 м [*Zhao Xitao et al.* 1980]. Береговые валы III—IV серий значительно меньше, они обычно достигают ширины 20—30 м и высоты около 1 м. Еще менее выразительна серия I. Береговые валы всех четырех серий сложены песком с примесью гравия и насыщены створками раковин различных видов. Береговые валы серий IV, III и II, согласно радиоуглеродным определениям, формировались 4,7—4, 3,8—3 и 2,5—1,1 тыс. лет назад [*Zhao Xitao et al.* 1980]. Валы серии I, видимо, образовались за последние 100 лет.

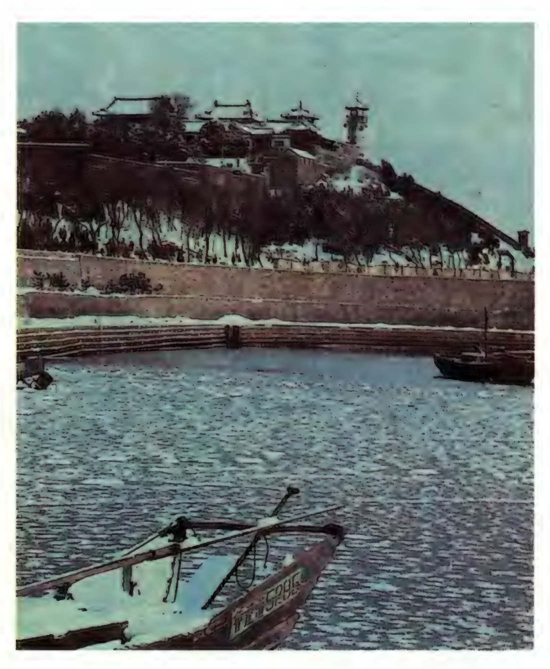
Кекуры у берега полуострова Шаньдунь

Залив Бохайвань отделяется от акватории Желтого моря Шаньдунским п-овом. Это гористый (высшие точки более 1000 м) выступ древней Китайской платформы, сложенный разнообразным комплексом изверженных и осадочных пород. Вдоль берега развита та же терраса, которая отмечалась на п-ове Ляодунском. Она расчленена долинными понижениями на отдельные возвышенности. Берега полуострова в основном абразионные, с северо-востока и востока приглубые, на оконечности полуострова имеют риасовое расчленение. У основания полуострова в береговой зоне доминирующую роль играют выносы р. Хуанхэ, которая, как уже говорилось выше, меняя свое русло, впадала

в Желтое море южнее Шаньдунского п-ова. На этих участках распространены обширные илистые осушки, все неровности береговой линии заполнены илистыми аккумулятивными формами.

Илистые берега преобладают к югу от Шаньдунского п-ова, вплоть до устья р. Янцзы. Берег образован низкой аллювиальной равниной, сложенной наносами р. Хуанхэ. Древняя дельта этой реки образует плавный треугольный выступ в центральной части района. В. П. Зенкович [Берега Тихого океана. 1967] считает, что район от п-ова Шаньдунского до эстуария р. Янцзы является одним из самых отмелых на земном шаре. На севере района, так же как и в заливе Бохайвань, изобата 10 м лежит на расстоянии 20—30 км от берега. К югу она отходит от суши на 60 км и более. На мелководье много плоских илистых и песчано-илистых осыхающих в малую воду мелей. Под влиянием приливо-отливных движений воды глубины на этой обширной отмели крайне непостоянны. Постепенно осушка, не получающая сейчас питание вследствие изменения положения устья р. Хуанхэ, размывается, лишь на юге близ устья р. Янцзы в береговую зону поступают в настоящее время наносы. По эстуарию р. Янцзы проводится условная граница между Желтым и Восточно-Китайским морями.

Желтое море мелководно, полностью занято шельфом и имеет среднюю глубину 60—80 м. Естественно, что во время оледенений, когда уровень океана падал на 100 м, а может быть, и более, дно моря полностью осушалось. При подъеме уровня море постепенно затапливало сушу, оставляя на дне древние береговые линии. Эти береговые линии были датированы радиоуглеродным методом [*Emery et al.* 1971; *Wang Jingtay, Wang Pinxian.* 1980]. По этим определениям можно заключить, что 14—12 тыс. лет назад уровень океана был на глубине 110—115 м, 11—10 тыс. лет назад — 50—60 м, около 7—6 тыс. лет назад уровень достиг современных отметок. Кроме того, на глубине 50—20 м отмечены береговые линии возрастом 44—25 тыс. лет. Эти береговые линии соответствуют эпохе потепления и трансгрессии (не доходившей до современных отметок) в период последнего оледенения. На побережье Китая за последние полмиллиона лет было,



Древний дворцовый комплекс Пенглай на побережье Желтого моря

по-видимому, по крайней мере четыре трансгрессии, которые оставили свои следы в виде береговых террас на высотах +40, −40 м. Наиболее древняя из отмеченных трансгрессий протекала 300 тыс. лет назад, и, видимо, ей соответствуют уровни на высоте 30—40 м. В период последнего межледниковья уровень океана поднимался на высоту около 10 м по отношению к современному урезу. Следы этой трансгрессии отмечаются на побережье залива Бохайвань и к северу от устья р. Янцзы. Третья трансгрессия, как указывалось выше, была 44—25 тыс. лет назад и достигала на шельфе отметок 50—20 м. Наконец, 7 тыс. лет назад уровень моря достиг современных отметок и с тех пор колебался в пределах 1—2 м выше и ниже современного уреза.

На Корейском побережье Желтого моря голоценовый уровень моря (10—0 тыс. лет назад) был ниже современного, о чем свидетельствуют определения возраста торфа, залегающего ниже уреза [*Bloom, Park.* 1980]. Кроме того, на западе Кореи зафиксированы две плейстоценовые террасы высотой 10—20 и 20—30 м. Первая из этих террас коррелируется с последним межледниковьем (100 тыс. лет назад), а вторая — с предпоследним (230

тыс. лет назад). Высоты обеих террас вдоль берега меняются в довольно широком диапазоне, что связывается с блоковыми тектоническими движениями [*Oh*. 1981].

Желтое море играет большую роль в жизни государств (КНДР, Южная Корея, северные районы КНР), окружающих его акваторию. Западное побережье Корейского п-ова более низменно, чем восточное. Поэтому здесь сосредоточены основные сельскохозяйственные районы. В КНДР главный земледельческий район расположен вокруг Пхеньяна: выращиваются рис, ячмень, кукуруза, гаолян, хлопчатник и табак. На западном побережье значительные участки моря осушаются и отводятся под посевы риса и плантации камыша. Основным портом КНДР на западном побережье является Нампхо. Этот порт — морские ворота столицы республики — Пхеньяна. Район Пхеньян — Нампхо — центр черной и цветной металлургии страны.

В Южной Корее запад также наиболее обжитая сельскохозяйственная провинция. Кроме того, здесь развита обрабатывающая промышленность (пищевая, текстильная, химическая, строительная, бумажная). Главным портом Южной Кореи в Желтом море является Инчхон (800 тыс. жителей, грузооборот 17 млн т).

Желтое море наиболее продуктивное из морей Тихого океана: в его прибрежных водах водится не менее 100 видов рыб и морских животных. На акватории Желтого моря разведаны запасы нефти, которая добывается с земляных дамб и стационарных оснований в районе устья р. Хуанхэ, в заливе Бохайвань у города Тангу, в Ляодунском заливе у города Шаньхайгуань. Эти морские месторождения дают 23% добываемой в КНР нефти [Тихий океан. 1981].

В прибрежных Северном и Северо-Восточном экономических районах Китая сосредоточены основные запасы угля, железной руды, цветных металлов. Здесь же сосредоточена основная база тяжелой промышленности. Наиболее важными портами Желтого моря являются Люйда (более 4 млн жителей, грузооборот 5 млн т), включающий в свой комплекс Далянь (Дальний) и Люйшунь (Порт-Артур), Тяньцзинь с авиапортом Сянган (4,4 млн жителей, грузооборот 13 млн т) — морские ворота столицы Китая — Пекина, Циндао (1,9 млн жителей, грузооборот 3 млн т) — один из глубоководных портов и рыбопромысловая база, Циньхуандао (400 тыс. жителей, грузооборот 5 млн т) — специализированный угольный и нефтяной порт на берегу Ляодунского залива.

Берега Восточно-Китайского моря

Материковый берег Восточно-Китайского моря образован горными цепями, тянущимися более чем на 1,5 тыс. км. Здесь на побережье обнажаются метаморфизованные архейские и палеозойские породы и массивы кристаллических интрузивных и эффузивных образований. Высота отдельных горных массивов достигает 1,5 тыс. м. Для развития этого гористого побережья большое значение имела глыбовая тектоника. На фоне общего поднятия гор отдельные районы по разрывам испытывали погружение. Погружения происходили по долинам рек, заливам и проливам. Поднятие побережья только за четвертичное время составило 400—500 м. Доказательством такого поднятия служат волноприбойные ниши, обнаруженные на высоте 400, 250 и 110 м [*Lin*. 1982]. Они принадлежат к поднятым береговым уровням плейстоцена. Однако четко выделить эти уровни затруднительно, так как из-за дифференцированных движений побережья одновозрастные береговые террасы в различных районах подняты на разную высоту. Так, Д. Лин [*Lin*. 1982] считает, что терраса, которая у города Чжанчжоу имеет высоту 5—6 м, в 200 км к югу у города Чаоян поднята на высоту 160—165 м (побережье Тауваньского залива).

Раннеплейстоценовая терраса приурочена к тектоническому уступу, протягивающемуся в 20—50 км от береговой линии. Ее средняя высота 400—500 м. Видимо, можно говорить и о следах среднеплейстоценовой трансгрессии, которые в виде волноприбойных ниш, отдельных фрагментов морских отложений с раковинами встречаются на высоте 100—130 м, отдельные участки со следами береговых уровней встречаются на побережье на высотах 30—50 и 15—25 м. Возможно, что это уровни отдельных стадий среднеплейстоценового трансгрессивно-регрессивного цикла. Хорошо выражена вдоль побережья голоценовая терраса высотой 5—10 м. Она представлена поднятыми бенчами, осадками лагун и

маршей, конусами выноса и дельтами, торфяниками, дюнами, песчаными и ракушечными береговыми валами. Рыхлые голоценовые отложения распространены в вершинах бухт, по устьям рек.

Гористое побережье Среднего Китая сильно расчленено. Во время послеледниковой трансгрессии море вторглось на сушу между отрогами горных цепей, в результате чего возникло мелкориасовое расчленение побережья, образовались многочисленные архипелаги небольших скалистых островков.

Благодаря влажному и теплому климату на склонах гор образуется мощная латеритная кора выветривания и происходит снос выветрелого материала в береговую зону. Этот материал откладывается на шельфе и главным образом в вершине риасовых бухт, в «волновой тени» островов. Берег из-за сильного осаждения наносов отмелый: изобата 10 м проходит в 5—10 км от линии уреза, встречается множество илистых осушек.

Возможно, некоторая часть илистых наносов поступает с севера, из устья р. Янцзы. В северной части побережья Восточно-Китайского моря расположены эстуарии рек Янцзы и Ханчжоу. Широкий эстуарий р. Янцзы вытянут на 150 км, в его вершине расположена дельта, состоящая из собственно тела дельты, огромного песчаного приустьевого бара, приливных гряд на флангах дельты. Дельта постоянно нарастает со скоростью 40 м/год [*Wang Pinxian et al.* 1981].

Эстуарий р. Ханчжоу имеет ширину более 30 км и по форме напоминает воронку. Глубины этого эстуария не превышают 10 м. По северному берегу эстуария построена мощная берегоукрепительная стенка протяженностью 70 км, которая уже 200 лет защищает побережье от размыва. В обоих эстуариях проявляются сильные приливо-отливные движения воды. Приливная волна по р. Янцзы поднимается на 700 км и доносит илистый материал до города Шанхая, в устье Ханчжоу наблюдается явление «бора» — приливной волны с крутым передним краем. Эта волна имеет высоту до 6 м и доходит вверх по течению до г. Ханчжоу. Побережье обоих эстуариев типично для районов с хорошо выраженными приливными явлениями — береговая линия со всех сторон окаймляется широкими ваттовыми пространствами [Берега Тихого океана. 1967].

Восточно-Китайское море менее продуктивно, чем Желтое. Однако и здесь ведется интенсивный промысел морепродуктов: тихоокеанской сардины, омаров, крабов, трепангов. Производится заготовка съедобных водорослей и добыча соли из морской воды. Побережье Восточного экономического района Китая, выходящее к Восточно-Китайскому морю, — важнейшая зона развития легкой промышленности, машиностроения, черной и цветной металлургии, химии, крупного сельскохозяйственного производства [Тихий океан. 1981].

По акватории Восточно-Китайского моря совершаются основные внешнеторговые перевозки Китая, велико значение каботажных плаваний между многочисленными населенными пунктами, расположенными в риасовых бухтах побережья. Центром внешнеторговых операций и каботажных перевозок является Шанхай. Это крупнейший (11 млн жителей) портово-промышленный комплекс Китая. Причалы Шанхая вмещают около 100 судов тоннажем до 25 тыс. т одновременно. Грузооборот порта 80 млн т/год.

Берега Южно-Китайского моря

Очертания береговой линии Южно-Китайского моря более сложные, чем у побережья Восточно-Китайского. Два крупных залива — Сиамский и Бакбо (Тонкинский) — врезаются в северо-восточное побережье Юго-Восточной Азии. Первый из этих заливов омывает п-ов Индокитай, а второй — п-ов Малакку. Побережье Южно-Китайского моря достаточно естественно делится на несколько геоморфологических областей: 1) северо-восточная область, от северной границы моря до п-ова Лэйчжоубаньдао; 2) побережье залива Бакбо; 3) побережье юго-восточного окончания п-ова Индокитай; 4) побережье Сиамского залива.

Побережье первой области в большей своей части по геоморфологическому строению аналогично описанному выше риасовому побережью Восточно-Китайского моря. Здесь также много риасовых бухт, приуроченных к устьям рек и тектоническим депрессиям. Одной из заметных бухт является бухта при устье р. Ханцзян. Дельта занимает большое пространство, заполненное песчаными береговыми валами, разделенными

Схема дельты реки Ханцзян с береговыми валами [Берега Тихого океана. 1967]

понижениями, заполненными илистыми осадками, т. е. равнина является типичным чениер-пленом. Структура побережья меняется в юго-западном направлении. Горные хребты отходят от береговой линии, и вершина залива Гуанчжоу представляет собой дельтовую равнину, сложенную выносами рек Дунцзян, Чжуцзян (Жемчужная) и Сицзян. На побережье этой равнины расположены крупный город Южного Китая — Гуанчжоу (Кантон) и порт Гуанчжоу.

Среди дельтовой равнины отдельными островами возвышаются останцовые горы— погружающиеся отроги горных цепей, расположенных севернее. Оконечность одной из таких цепей образует п-ов Гонконг. Здесь побережье типично риасовое, береговая линия сильно изрезана, очень много скалистых островков.

Побережье залива Гуанчжоу в основном низменное, имеет лопастное расчленение. В этом районе появляются отдельные коралловые постройки и заросли мангров. На многих участках берег образован широкими современными песчаными террасами, встречаются фрагменты древних баров. На поверхности баров и террас много дюн.

П-ов Лэйчжоубаньдао имеет низменные расчлененные берега, сложенные рыхлыми аллювиальными и пролювиальными отложениями. Расчлененность береговой линии обусловливают лиманы, лежащие по устьевым частям рек. На этих низменных берегах с многочисленными осушками большое распространение получают мангровые заросли. Подобный тип берега развит и с западной стороны п-ова Лэйчжоубаньдао в пределах залива Бакбо, вплоть до государственной границы КНР с Вьетнамом.

Побережье залива Бакбо в пределах Вьетнама делится на несколько геоморфологических районов [*Чинь Фунг*. 1982]. В северной части залива, между границей и дельтой Красной реки, к побережью подходит древний горный массив, сложенный метаморфическими и изверженными породами палеозоя. Горный массив раздроблен тектоническими разломами на мелкие глыбы. Тектоническое раздробление подчеркнуто эрозионными процессами, создавшими густую сеть долин. Во время послеледниковой трансгрессии часть массива была затоплена морем, в результате чего возник эрозионно-тектонический и тектонический тип расчленения побережья, аналогичный далматинскому [Берега Тихого океана. 1967]. Таков архипелаг Фай-Тси-Лонг, занимающий площадь около 3 тыс. км^2 и состоящий из 3 тыс. скалистых островов. Высота отдельных островов достигает 150—300 м. Многие из них имеют отвесные берега, заложившиеся по сбросам, весьма распространены здесь карстовые формы рельефа. В лабиринте островов почти никогда не бывает волнения, лишь интенсивные приливо-отливные течения промывают проливы между островами. При отсутствии волнения в бухтах материкового берега и островов откладываются илы, из которых формируются илистые осушки, заселяемые манграми. На внешней стороне архипелага некоторые из островов окаймлены коралловыми постройками.

С юго-запада с районом архипелага Фай-

На участке между городами Дананг и Хюэ (Вьетнам) железная и шоссейная дороги часто следуют непосредственно вдоль гористого берега моря

Тси-Лонг граничит обширная дельта р. Хонгха (Красной). Дельта представляет собой монотонную равнину, интенсивно осваиваемую под посевы риса. На этой равнине выделяются древние террасы дельты, верхняя дельта, средняя дельта и нижняя дельта, которая в свою очередь делится на устьевую затопляемую часть и нарастающую часть. Нарастание дельты происходит только в юго-западной части со скоростью от 25 до 60 м/год, а при помощи целенаправленных действий человека — от 80 до 100 м/год. Средняя и северо-восточная части дельты нарастают очень медленно, а на некоторых участках даже размываются со скоростью 2—5 м/год [*Ле Ба Тао*. 1979].

Большая часть осадков, выносимых р. Хонгха, переносится вдоль берега к югу. Из аллювия строятся аккумулятивные формы геоморфологического района, расположенного к юго-западу от дельты [*Луу Тау*. 1979]. Берег этого района представляет собой край аллювиально-морской равнины. Здесь много аккумулятивных форм в виде современных террас и мощных баров, отчленяющих бухтообразные изгибы береговой линии, значительны дюны на поверхности этих террас и баров.

Восточное побережье п-ова Индокитай образовано склонами Аннамского хр. Прибрежная суша представляет собой расчлененную эрозионной сетью горную страну. Отдельные отроги гор, вершины которых в 3—5 км от берега достигают высоты 600—800 м, непосредственно в береговой полосе обычно снижаются до 200—300 м. Горные массивы сложены преимущественно магматическими и метаморфическими породами палеозойско-триасового возраста. В северной части полуострова подножие гор окаймляется аллювиальной равниной, которая к югу постепенно выклинивается.

Берег Индокитайского п-ова можно определить как мелкобухтовый, иногда риасовый. Современные активные клифы распространены на сравнительно ограниченных участках. Гораздо чаще можно встретить отмершие клифы, защищенные от волнения широкими бенчами и окаймляющими коралловыми рифами [*Чинь Фунг*. 1982]. Среди аккумулятивных форм береговой зоны следует отметить древние аллювиально-морские террасы, примкнувшие морские террасы с сериями береговых валов, косами, пляжами и предустьевыми барами. В прибрежной зоне моря перед берегом располагаются многочисленные коралловые рифы и банки, абразионные останцы.

На западном побережье залива Бакбо обнаружены поднятые береговые линии на высотах 1—3, 4—6, 7—10 и 15—20 м [*Луу Тау*. 1979; *Чинь Фунг*. 1982]. Они представлены как абразионными поверхностями, так и песчано-ракушечными отложениями. К сожалению, возраст этих морских террас не определялся.

Южная оконечность Индокитайского п-ова занята обширной дельтой р. Меконг. Ее внешний край протягивается на 450 км вдоль берега. Основной материал, выносимый рекой (около 1,4 км^3/год), смещается к юго-западу, и из него сформировался обширный м. Камау. Северо-восточная часть дельты испытывает небольшой размыв со скоростью на некоторых участках до 2—5 м/год [*Ле Ба Чао*. 1979]. Дельта Меконга расчленена многочисленными протоками, здесь много илистых осушек, окаймленных зарослями мангров.

Побережье Вьетнама, как считают вьетнамские исследователи, в целом испытывает современное тектоническое поднятие со скоростью 0,11 мм/год, погружаются лишь отдельные блоки и дельтовые районы рек Хонгха и Меконга. Скорость опускания в районе дельты р. Хонгха равняется 0,1 мм/год [*Луу Тау*. 1979; *Чинь Фунг*. 1982].

Самой южной береговой областью является побережье Сиамского залива. Его берега изучены плохо. Восточное побережье имеет лопастное расчленение. Мысы между вогнутостями представляют собой отроги или отдельные останцы Кардамонских гор [Берега Тихого океана. 1967]. Остальное пространство берега занято низменными равнинами, окаймленными манграми. На мысах скалистый берег приглубый, в бухтообразных вогнутостях, напротив, очень отмелый. Вершину Сиамского залива занимает дельтовая равнина р. Менам, которая нарастает со скоростью 5 м/год [*Там же*].

Берега Малаккского п-ова, от вершины залива до о-вов Самуй, образуют серию небольших аккумулятивных дуг, разделенных отрогами гор или островными коренными возвышенностями. Чем далее к югу, тем большие пространства занимает близ устьев рек и на болотистой низменности мангровая растительность. У коренных участков берега и вокруг островов развиваются коралловые постройки.

Южнее о-вов Самуй расположены три прямых участка песчаного берега, каждый из которых кончается длинной косой, направленной к северу. Северная из этой группы аккумулятивных форм является широким баром, отчленяющим от моря лагуну Тале-Сап, которая вытянута вдоль берега на 100 км.

Еще далее к югу песчаные ровные берега все чаще сменяются илистыми мангровыми пространствами. Коренные возвышенности все дальше отступают от берега. На оконечности полуострова располагаются несколько крупных островов с болотистыми мангровыми берегами. Каждый остров имеет коренной цоколь в виде отдельных холмов высотой до 300 м. На одном из островов расположен город Сингапур.

По акватории Южно-Китайского моря разбросано множество островов (Парасельские, Наньшанские и др.) и мелководных банок. В основном это коралловые постройки, иногда морфологически напоминающие атоллы, хотя в отличие от атоллов они не имеют вулканического основания. Кроме мелких островов в Южно-Китайском море расположены два крупных острова: Тайвань и Хайнань. О. Тайвань характеризуется высокой сейсмической активностью (1265 землетрясений в год) и многочисленными тектоническими нарушениями. Собственно восточный берег образован ступенчатыми сбросами и круто спускается к океану. Западный берег острова представляет собой аллювиальную равнину, пересеченную множеством речек и окаймленную узкими лагунами. На острове отмечены плейстоценовые террасы различного уровня высотой от 1—2 до 500 м. Голоценовые уровни достигают высоты 60 м [*Pirazzoli*. 1978]. В южной части о. Тайвань терраса высотой 20 м имеет возраст 5 тыс. лет, по 15-метровой террасе получена датировка 4050 лет, по 14-метровой — 3800 и по 10-метровой — 3700 лет. Террасы о. Тайвань не выдержаны по простиранию, их уровень деформирован голоценовыми тектоническими нарушениями. Скорость поднятия отдельных блоков острова меняется от 10 до 2 мм/год.

Берег о. Хайнань почти со всех сторон окаймлен узкой полосой аллювиальной равнины. На северо-востоке расположен низменный участок с несколькими лиманами и эстуариями. Лишь на юге и юго-востоке острова берег образован склонами гранитных возвышенностей и имеет бухтовое расчленение. Вокруг острова много коралловых построек [*Зенкович*. 1962] и мангровых зарослей.

Южно-Китайское море омывает берега 6 государств: Китая, Вьетнама, Камбоджи, Таиланда, Малайзии и Сингапура. Естественно, что развитие хозяйства, образ жизни, социальное устройство в регионе разнообразные.

Южный экономический район Китая — преимущественно сельскохозяйственный. Здесь развито тропическое и субтропическое растениеводство, зерновое хозяйство, животноводство. В промышленном производстве первое место занимает горнодобывающая промышленность (по запасам сурьмы, например, Южный Китай занимает 1-е место в мире, по олову — 2-е). Кроме того, имеются предприятия текстильной (производство шелка), судостроительной, бумажной промыш-

ленности. Многие из этих предприятий сосредоточены в городе Гуанчжоу (Кантон) (2,5 млн жителей), морскими воротами которого является одноименный порт (грузооборот 2,5 млн т/год).

Во Вьетнаме около 90% жителей страны проживает на побережье [Тихий океан. 1981]. Особенно густо населены дельты рек Хонгха и Меконга, где плотность населения достигает 500—1500 человек на 1 км^2. Вьетнам располагает благоприятными климатическими и почвенными условиями для выращивания ценных сельскохозяйственных культур. Главная культура — рис, кроме того, выращивают батат, маниок, кукурузу, сою, арахис, сахарный тростник, чай, кофе, а также технические культуры — хлопчатник, джут, каучуконосы. Значительная часть населения занимается рыболовством. Уловы рыбы (сардина, тунец, макрель) составляют 500—700 тыс. т/год.

Страна располагает крупными залежами полезных ископаемых: уголь, олово, вольфрам, хромиты, цинк, марганец, железо, алюминий, фосфориты и др. На базе этих месторождений развивается горнодобывающая промышленность.

СРВ активно развивает свои внешнеторговые связи, и в первую очередь с Советским Союзом. Морские перевозки осуществляются через порты Хайфон и Хошимин. Порт Хайфон — крупнейший центр рыболовства. Примерно 60% всех грузов, поступающих в страну, перерабатываются этим портом. Население Хайфона — 1,3 млн жителей, грузооборот — 5 млн т/год. Хошимин (3,5 млн жителей) — крупный узел водных, воздушных и сухопутных путей сообщения с грузооборотом 8 млн т/год. У причалов морского порта одновременно могут швартоваться до 15 судов с осадкой до 10 м [Тихий океан. 1981].

Камбоджа — государство, сильно пострадавшее как в период гражданской войны, окончившейся в 1975 г., так и особенно во время хозяйничанья в стране клики Пол Пота (1975—1978 гг.). В результате террора из 8 млн жителей было уничтожено около 3 млн. Хозяйство страны разорено.

Страна богата ценными породами деревьев, и производство древесины всегда было основой экономики Камбоджи. Главная сельскохозяйственная культура — рис. Выращиваются также каучуконосы, хлопок, перец, табак, соя, джут, сахарный тростник и др. Ежегодный улов морской рыбы превышает 84 тыс. т.

Морские сообщения страны осуществляются через порты Кампонгсаом и Пномпень. Правда, в последний могут заходить вверх по Меконгу морские суда с осадкой не более 5 м.

Таиланд и Малайзия производят рис, чай, различные тропические культуры. Для Таиланда главная культура — рис, для Малайзии — каучук. Обе страны богаты полезными ископаемыми, особенно оловом. Промышленность ориентирована на добычу полезных ископаемых, производство ценной древесины и переработку сельскохозяйственной продукции. Немаловажной отраслью является рыболовство.

Обе страны имеют свой флот (100—180 судов), и морские внешнеторговые перевозки играют большую роль в их жизнеобеспечении. Главный порт Таиланда — Бангкок (4,7 млн жителей, грузооборот 26 млн т/год), Малайзии (восточное побережье) — Сандакан (424 тыс. жителей, грузооборот 4 млн т/год).

Крупнейшим международным портом является Сингапур, расположенный в небольшом одноименном государстве. Сингапур занимает 4-е место в мире (после Нью-Йорка, Иокогамы и Роттердама) по судообороту: 44 тыс. судов в год. Общий грузооборот порта 65 млн т/год. Сингапур — крупный транзитный порт, расположенный на перекрестке морских дорог, соединяющих бассейн Тихого океана с Индийским [Тихий океан. 1981].

Раздел 4
ТИХООКЕАНСКИЕ БЕРЕГА АВСТРАЛИИ

Общие сведения о регионе

Восточная Австралия омывается Коралловым и Тасмановым морями, входящими в юго-западный сектор Тихого океана. Граница между Коралловым морем и заливом Карпентария, который, согласно определению Международного гидрографического бюро, относится к бассейну Индийского океана, проходит по проливу Торреса от м. Йорк до устья р. Бенсбах (Новая Гвинея). На юге к Тихоокеанскому сектору относится лишь часть Бассова пролива [Океанограф. энцикл. 1974]. Таким образом, к Восточной Австралии следует относить район, примыкающий к побережью этого континента, от м. Йорк на севере до м. Хау на юге.

Структурно Восточная Австралия представляет собой позднедокембрийско-палеозойский геосинклинальный пояс, простирающийся примерно в субмеридиональном направлении и относящийся к системе Круготихоокеанского подвижного кольца.

Большую часть побережья образуют складчатые системы, сложенные кремнисто-вулканогенной и карбонатно-терригенной формациями девона и карбона [Геология Тихоокеанского... 1978]. Главные складчатые и разрывные деформации в Восточной Австралии произошли в пермский период. Однако край материка сохранил подвижность в мезозое и кайнозое. Активизация в неоген-четвертичное время привела, например, к созданию на юго-востоке материка Австралийских Альп с высотами до 2230 м. В мезозой-кайнозойское время на восточном крае Австралийского континента происходило образование так называемых приокеанических прогибов.

Эти прогибы занимают часть побережья, шельф и материковый склон. Отмечаются синеклиза Бассова пролива, прогиб Галифакс, расположенный в пределах Кораллового моря, прогибы Мэрибо и Каприкорн, занимающие часть шельфа и пространство между континентом и Большим Барьерным рифом. В. Е. Хаин считает, что Большой Барьерный риф приурочен к разлому или флексуре вдоль западного крыла прогиба Галифакс. По Л. И. Красному [Геология Тихоокеанского... 1978], положение Большого Барьерного рифа, начало образования которого относится к миоцену, фиксирует крупный тектонический уступ или, возможно, погруженное вытянутое в северо-западном направлении вулканическое нагорье.

Орографически тектонические структуры Восточной Австралии выражаются в системе горных хребтов Австралийских Кордильер. В юго-восточной части региона вдоль восточных склонов Кордильер сравнительно узкой полосой протягиваются холмистые предгорья и участки аллювиально-морских равнин.

Крупной орографической системой является Большой Барьерный риф. Он простирается вдоль северо-восточного побережья Австралии более чем на 2000 км, его ширина 50—100 км, высота над океаническим дном достигает 1200 м.

Со стороны океана континент граничит на северо-востоке с так называемым Восточно-Австралийским бордерлендом, куда входят шельф, материковый склон и подводное плато Кораллового моря. Шельф к югу от о. Фрейзер довольно узок — ширина его примерно 8—10 миль, севернее от этого острова он расширяется до 45 миль [Океанограф. энцикл. 1974].

Восточное побережье Австралии располагается в тропическом и субтропическом поясах. Большое влияние на климат оказывает муссонная циркуляция. Велика ее роль в распределении осадков. Наибольшее количество дождей выпадает в первой половине лета. Вдоль побережья среднегодовое количество осадков меняется от 2080 мм в районе м. Йорк до 590 мм в районе города Хобарт на о. Тасмания. Дождевые осадки приходят с океана вместе с муссонами и выпадают главным образом на восточном склоне Кордильер. Поэтому реки восточного побережья хотя и короткие, но достаточно полноводные. Они выносят в береговую зону значительное количество обломочного материала, часто это продукты смыва латеритной коры выветривания.

Северо-восточная часть Австралии находится под воздействием волн, которые разгоняются постоянными юго-восточными пассатами. Волнение здесь очень умеренное и редко достигает штормовой силы. Штормы связаны с прохождением тропических циклонов. Скорость ветра при таких тайфунах достигает 93 км/ч. Циклоны движутся субпа-

раллельно простиранию побережья, вызывая волны, подходящие под косым углом к берегу. Следствием прохождения тайфунов бывают не только штормы, но и нагоны воды на побережье. В отдельных бухтах подъем воды может достигать нескольких метров.

Южная часть побережья, особенно южный и западный берег о. Тасмания, испытывает воздействие волнения, связанного с постоянными ветрами, приходящими с юго-запада, из района «ревущих сороковых» широт. Волнение этого направления более постоянно, и для развития береговой зоны значение имеет не столько штормовое воздействие, сколько постоянное обрушивание на берег регулярных длинных волн зыби.

Материковое побережье Австралии имеет много небольших, но удобных бухт, а о. Тасмания — узкие и глубоко вдающиеся в сушу заливы. Природные условия, таким образом, крайне благоприятны для развития мореплавания. К Тихому океану тяготеют наиболее развитые и населенные юго-восточные штаты Австралии (около $^2/_3$ населения страны). Здесь сосредоточены основные центры обрабатывающей промышленности, сельскохозяйственное производство. Северная часть побережья, напротив, заселена неравномерно (на севере почти пустыня) и не имеет развитой промышленности. Правда, северо-восток богат полезными ископаемыми: каменный уголь, нефть и природный газ, цветные металлы. Особенное значение имеют скопления титано-циркониевых песков на пляжах в центральной части побережья. В юго-восточных штатах также имеется крупнейшее в стране месторождение каменного угля, а на шельфе Бассова пролива ведется добыча нефти и газа. В штате Новый Южный Уэльс и на о. Тасмания издавна разрабатываются месторождения цветных и редких металлов (свинец, цинк, медь, олово, вольфрам, молибден и др.). Разнообразие различных полезных ископаемых в недрах побережья привело к интенсивному развитию горнодобывающей промышленности. На севере это почти единственная отрасль промышленности. Продукты горнодобывающей промышленности — одна из основных статей экспорта страны.

Вместе с тем Австралия — высокоразвитая капиталистическая страна и имеет передовое машиностроение, химическую промышленность, производит большое количество продуктов питания и потребительских товаров. Сельскохозяйственное производство Восточной Австралии стоит также на высоком уровне. В северных районах преобладает пастбищное животноводство и возделывание тропических культур (бананы, ананасы, сахарный тростник и др.). Сельское хозяйство юго-восточных штатов специализируется главным образом на производстве продуктов для крупных городов.

Порт Сидней

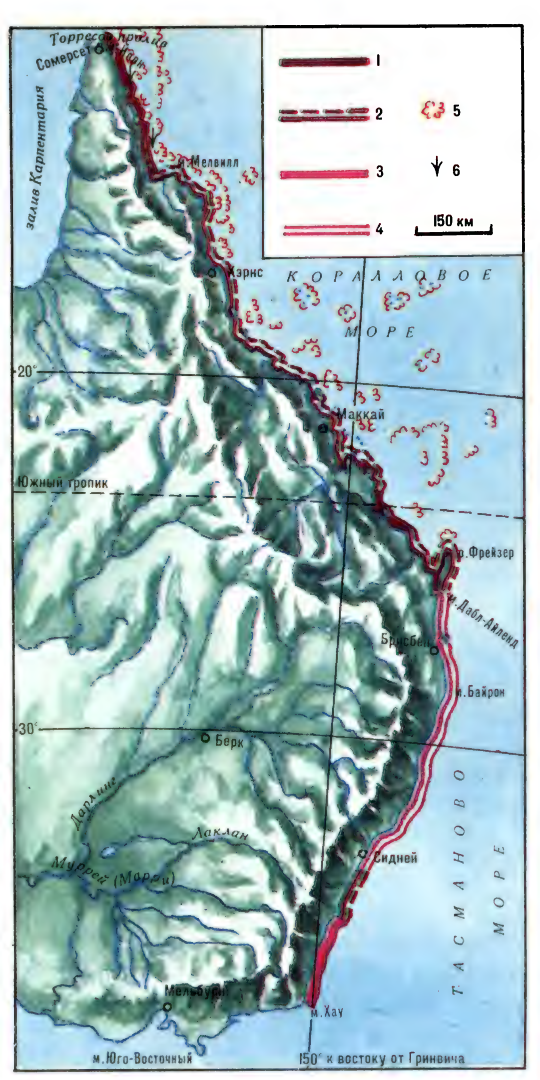
Географическое положение Австралии, удаленность ее от других континентов, зависимость от экспорта и импорта вынуждают страну уделять большое внимание морскому транспорту. Собственный морской флот Австралии невелик (около 500 судов) и используется для местных каботажных перевозок. Внешнеторговые операции обеспечиваются иностранными судами. Порты Восточной Австралии — хорошо механизированные комплексы, способные обслуживать самые современные крупные суда. Например, общая длина причальных стенок Сиднея 22 км, а глубина под ними более 13 м. Порт приспособлен для приема и погрузки любых грузов (наливные, контейнерные, насыпные и т. п.), грузооборот Сиднея более 30 млн т/год. В северной части побережья крупнейший порт — Брисбен (995 тыс. жителей). Грузооборот порта 9 млн т/год (из них 5,2 млн т — нефть и нефтепродукты), и он может принимать суда любого типа. Специализированным крупным портом является Гладстон (15 тыс. жителей), через который вывозится каменный уголь и руда. Грузооборот порта 15 млн т/год. О. Тасмания имеет специализированный порт Латта по вывозу железной руды,

принимающий суда грузоподъемностью до 95 тыс. т. Грузооборот этого порта 2 млн т/год.

Берега Восточной Австралии и Тасмании

Побережье Восточной Австралии неоднородно. Э. Гилл [*Gill*. 1982] разделяет все побережье Австралии на 8 геоморфологических районов. Три из них приходятся на Восточную Австралию: 1) побережье на участках развития Большого Барьерного рифа (протяженность 2 тыс. км); 2) побережье, окаймленное пляжами из песка с концентрацией тяжелых минералов (протяженность 1 тыс. км); 3) скалистое бухтовое побережье юго-востока (протяженность 2 тыс. км).

В районе развития Большого Барьерного рифа побережье оконтуривается шельфом, ширина которого изменяется от 20 км на юге до 300 км на северо-востоке. На этой широкой континентальной платформе образовался Большой Барьерный риф и другие рифовые постройки. Как уже говорилось выше, Большой Барьерный риф — грандиозное биогенное сооружение, по размерам сопоставимое с Уральским хр. Общая площадь рифа 200 тыс. км^2, а объем органического материала 16 тыс. км^3 [Тихий океан. 1981]. Основу рифа составляет мощная (1000—1200 м) толща коралловых известняков, сформировавшаяся за несколько миллионов лет из отмиравших кораллов. Верхняя часть рифа — современные коралловые постройки, песчаные острова и отмели. Острова и рифы разделяются проливами-проходами. В сторону океана Большой Барьерный риф обрывается крутым склоном, спускающимся на некоторых участках до глубины 1500 м. Океанские волны подходят поэтому к фронту рифа недеформированными, и постоянный прибой здесь — характерное явление. Под действием прибоя часть коралловых построек разрушается. Из образовавшегося песка строятся многочисленные песчаные отмели. В условиях тропического климата песчаные образования быстро цементируются, в результате чего возникают достаточно прочные постройки. Несмотря на разрушение фронта рифа, происходит постоянное воспроизводство новых колоний кораллов. По некоторым данным, в период послеледниковой трансгрессии рост кораллов в высоту происходил со скоростью 5 м за 1 тыс. лет [*Flood*. 1977].



Типы берегов Восточной Австралии [Берега Тихого океана. 1967]. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.**
I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.**
II. Выравнивающиеся берега: 3 — абразионно-бухтовые, 4 — абразионно-аккумулятивные бухтовые. 5 — Отдельные коралловые рифы и коралловые острова. 6 — Мангры

Между материковым берегом и Большим Барьерным рифом располагается гигантская лагуна, ширина которой изменяется от 20—40 км на севере до 100—180 км на юге, соответственно и глубины увеличиваются с севера на юг от 20 до 50—70 м. Дно лагуны заполнено тонким карбонатным осадком. Со дна лагуны поднимаются отдельные рифовые постройки внутрилагунного типа, находящиеся в разной стадии развития.

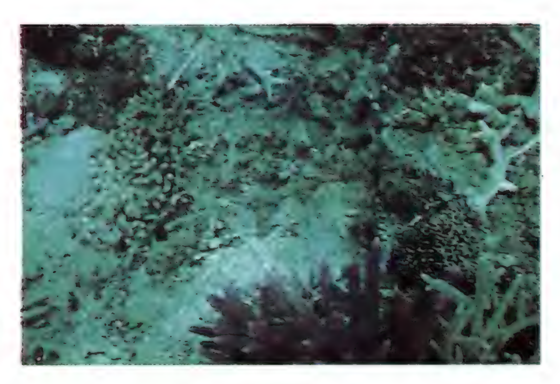
В целом комплекс Большого Барьерного рифа и лагуны представляет собой чрезвычайно благоприятную среду для развития жизни. Известно, что продуктивность коралловых построек на много порядков выше, чем обычных прибрежных зон. Например, входящий в Барьерный риф о. Херон имеет площадь всего 36 км^2, однако здесь водится более 100 видов рыб, 25 видов морских «огурцов», 34 вида моллюсков [*Gill.* 1982]. В системе Большого Барьерного рифа наблюдается большое разнообразие кораллов.

Во внутренней лагуне проявляются очень сильные приливо-отливные течения — приливная волна из океана через узкие проливы-проходы буквально врывается в лагуну. Эти течения создают сложный мезорельеф дна лагуны, придают песчаным островам своеобразные очертания.

Волнение проникает в лагуну со стороны океана лишь в ее южной части, в пределах пролива Каприкорн. Барьерный риф в этом районе распадается на отдельные коралловые острова, имеющие форму бумеранга, обращенного выпуклой стороной к волнам (о-ва Арлингтон, Джибсон и др.). Еще далее к югу встречаются кольцевые рифовые постройки.

В лагуне за Барьерным рифом могут возникать местные небольшие волны, направленные на север вдоль берега. Благодаря этим волнам наносы, поступающие из устьев рек, перемещаются к северу, образуя своеобразные дельтовые косы [*Hopley.* 1979]. Внешняя сторона этих кос сложена песчаным материалом, а на внутренней, обращенной к материку, откладываются илы, и возникают обширные болота и ваттовые пространства. На этих болотах поселяется пышная мангровая растительность. В результате обильного выноса рек материковый берег района постоянно наращивается. В районе г. Таунсвилла скорость выдвижения низменности достигает 2,3 км/тыс. лет [*Belperis.* 1979]. На этой равнине кроме болот и мангровых зарослей формируются песчаные и илистые осушки, илистые марши, системы береговых валов и «чениеров», вытянутые вдоль берега лагуны.

Описанная низменность примыкает к коренному берегу, представляющему собой отдельные платообразные возвышенности высотой до 500 м. На многих участках коренной берег перекрывается большими массивами дюн. Одно из таких скоплений песка расположено в 175 км севернее Брисбена. Массив дюн тянется вдоль берега (выс. 70 м) на расстоянии 60 км полосой, имеющей ширину 10 км. Массив дюн состоит из 8 параллельных гряд. Предполагается, что ближние к морю гряды, расположенные на высоте



Подводные рифовые постройки

Отмель в пределах Большого Барьерного рифа в отлив

Кораллы на дне Тихого океана

100—150 м, формировались в течение последних 10 тыс. лет, самые дальние от моря, поднимающиеся до высоты 240 м, возможно, возникли 140 тыс. лет назад [*Seymour*. 1981—1982]. Другой участок распространения дюн площадью 600 км² находится гораздо севернее, в районе м. Бедфорд. Высота дюн достигает 80 м, отдельные дюны имеют длину 8—10 км. Интересно отметить, что, несмотря на близкое расположение такого мощного источника карбонатного материала, как Большой Барьерный риф, дюны сложены кварцевыми песками. Они поступают из мезозойских осадочных пород, слагающих расположенное западнее нагорье.

Большой Барьерный риф простирается на юг до 24° ю. ш. Распространению кораллов на юг препятствуют изменяющиеся температурные условия. Конечно, благоприятные климатические условия — одна из главных причин возникновения столь грандиозного сооружения. Однако рост Барьерного рифа предопределялся и геологической обстановкой. Риф подстилается мезозойскими и сильнодеформированными палеозойскими метаморфизованными породами. При более низком относительном уровне моря в миоцене риф стал расти, видимо, на перегибе материкового склона. Основной рост коралловых построек происходил в плейстоцене и связан с неоднократными колебаниями уровня океана [*Veron*. 1978]. При понижениях уровня риф разрушался, при стабильной береговой линии происходил рост рифа в ширину и активная аккумуляция осадков за барьером. Рост в высоту стимулировался трансгрессиями океана во время таяния планетарной системы ледников. Последний этап развития рифа — послеледниковая трансгрессия в позднем плейстоцене и голоцене; 13 тыс. лет назад уровень океана был на отметках —150 — 175 м, о чем свидетельствуют отложения подводной береговой линии, расположенной на этой глубине, датированные изотопными методами [*Gill*. 1982]. Во время этой трансгрессии Большой Барьерный риф оформился в своем современном виде.

Центральная часть побережья (район пляжей с титано-магнетитовыми песками). Южная оконечность Большого Барьерного рифа совпадает с границей между тропическим и субтропическим климатическими поясами. Исчезновение Большого Барьерного рифа ведет к тому, что материковый берег, лишаясь прикрытия, интенсивно подвергается волновому воздействию. Поэтому на данном участке появляются многочисленные волновые формы береговой зоны. Сразу же к югу от рифа шельф сужается, и приглубый берег позволяет беспрепятственно подходить к суше крупной океанской зыби. При приливах амплитудой 2—4 м штормовые нагоны еще на 2—2,5 м поднимают уровень моря [*Gill*. 1982].

Выдвинутое устье реки

На всем протяжении (около 1000 км) от о. Фрейзер до г. Ньюкасл (севернее Сиднея) берег представляет собой в плане чередование пологовогнутых береговых аккумулятивных дуг, опирающихся своими краевыми участками на выступающие в море коренные мысы, небольшие отрезки скалистого абразионного берега или на выдвинутые устья рек. Его можно отнести к типу абразионно-аккумулятивных выровненных берегов. Побережье образовано предгорной равниной, сложенной плейстоценовыми отложениями, среди которых наблюдаются выходы коренных пород (сланцы, песчаники, базальты, реже — гранитоиды) в виде холмов и скалистых гряд. Эти холмы там, где они подходят непосредственно к берегу, выступают в море как коренные мысы и абразионные участки. Предгорная равнина окаймляется часто двойной цепью баров, отчленяющих устья рек, лагуны, озера или низменные пространства. Датирование баров радиоуглеродным и уран-ториевым методами показало, что внешняя цепь баров образовалась в голоцене, а внутренняя — во время последнего межледниковья — 120—140 тыс. лет назад. Комплекс о. Фрейзер представлен еще более древними

отложениями [*Gill.* 1982].

По мере движения на юг протяженность аккумулятивных дуг увеличивается до 30—40 км, они становятся более вогнутыми, но зато возрастает ширина зоны аккумуляции. В отдельных случаях ширина зоны береговых валов достигает 5—10 км.

На побережье региона широко распространены крупные дюнные массивы. Параболические дюны Квинсленда — одни из самых грандиозных в мире. На о. Мортон их высота достигает 924 футов (ок. 300 м). На материковом побережье их высота нередко 150—200 м. Дюнные массивы занимают площади до нескольких сотен квадратных километров и покрыты субтропическими лесами. Существование мощных систем дюн позволяет считать, что они формируются с давних времен под воздействием устойчивых юго-восточных ветров. Эоловые отложения обнаружены во время бурения на глубине более 60 м ниже современного уровня моря. Видимо, дюны существовали и во время регрессий океана и формировались, может быть, в течение всего плейстоцена.

Важной отличительной особенностью региона является наличие в пляжевых песках больших концентраций тяжелых минералов — рутила (25% тяжелой фракции), циркона (30%), ильменита (45%), которые являются сырьем для титановой металлургии [*Аксенов.* 1972]. Среди пляжевых песков встречается и золото, но не в промышленных концентрациях.

Основная концентрация тяжелых минералов приурочена к основанию дюн, где в виде прослоек и линз в горизонте мощностью 1,5 м наблюдается темный песок. Горизонт поднимается на 5 м выше современного уровня моря, в то же время бурение показало, что ниже уреза береговой линии обогащенного тяжелыми минералами песка нет.

Тяжелые минералы поступают в береговую зону в результате выноса реками продуктов размыва мезозойских осадочных пород и третичных базальтов на континенте. В береговой зоне под воздействием прибоя происходит сортировка выносов рек по удельному весу и отложение в зоне пляжа и у подножия дюн. Большое значение для концентрации темных песков имела голоценовая трансгрессия, так как известно, что при относительном повышении уровня моря происходит общее смещение материала наносов со дна к берегу.

Разведанные прибрежные россыпи Восточной Австралии так богаты, что, по оценке геологов, запасы тяжелых минералов исчисляются там астрономическими величинами и вполне достаточны для обеспечения сырьем всей мировой металлургии титана [*Аксенов.* 1972]. В настоящее время ведется интенсивная разработка этой россыпи, особенно южнее города Брисбен. Для освоения полезных ископаемых пляжей важным моментом является сравнительно малая трудоемкость процесса добычи минералов — бульдозерами сгребаются непродуктивные слои, обнажается черный песок, и экскаваторы могут свободно его черпать. Замечательно еще то, что после сильных штормов россыпь возобновляется, так как новые порции наносов выбрасываются на берег и сепарируются в зоне пляжа и на дюнах.

Как уже говорилось выше, в толще современных песков ниже уровня моря значительных концентраций тяжелых минералов не обнаружено. Однако имеются предположения, что такие концентрации могут быть приурочены к более древним, позднеплейстоценовым и даже ранне- и среднеплейстоценовым береговым линиям, которые прослеживаются на шельфе на глубинах 105, 85, 35—45, 20—30 м [*Jones, Davies.* 1979]. Наиболее перспективными для поисков «тяжелых песков», по-видимому, являются глубины 80—120 м, где многократно проходила и стабилизировалась береговая линия во время гляциоэвстатических регрессий. К сожалению, эти глубины труднодоступны для проведения поисковых работ.

В описываемом районе на самом севере все еще встречаются коралловые постройки. Наиболее южный значительный участок их распространения — бухта Мортон (город Брисбен). Здесь из коралловых колоний сформирован окаймляющий риф протяженностью 113 км. Однако современные кораллы находятся в угнетенном состоянии, и основу рифа составляют отмершие постройки возрастом 4—3 тыс. лет [*Gill.* 1982]. Таким образом, 27°40′ — наиболее южный участок распространения живых кораллов на побережье Восточной Австралии.

Скалистый бухтовый берег Юго-Восточной Австралии. Южнее города Ньюкасл береговая равнина, сложенная четвертичными отло-

жениями и окаймленная мощными береговыми аккумулятивными формами, кончается. Вместо этого к океану обращены высокие клифы, выработанные волнами в коренных породах палеозоя и мезозоя. Рассматриваемый берег можно охарактеризовать как выравнивающийся абразионно-бухтовый и абразионно-аккумулятивный бухтовый с эстуариями и риасами [Берега Тихого океана. 1967].

Клифы выработаны здесь в мористых склонах плато, горных возвышенностей и холмов, расчлененных речными долинами. В устья этих долин в голоцене вторглись воды океана, образовав на некоторых участках риасовые бухты и эстуарии. В вершинах бухт прослеживаются аккумулятивные формы, сложенные галечным и песчаным материалом [*Devies*. 1972]. Крупнейший из заливов называется Ботани-Бей. В нем размещается порт Сидней.

Кроме заливов риасового типа на побережье много широко открытых к океану бухт, берега которых образованы активными, иногда отмершими клифами с широким пляжем у их подножий. Э. Бёрд и О. Дент [*Bird, Dent*. 1966], исследуя южный берег Нового Южного Уэльса, нашли, что аккумулятивная часть составляет 40% протяженности, а абразионная — 60%.

Одной из характернейших черт абразионных участков являются абразионные платформы, или бенчи, заливаемые во время прилива (выс. его здесь ок. 2 м) и осушающиеся в отлив. Часто эти бенчи, примыкая к подножиям отвесных клифов, имеют совершенно ровную поверхность (столовые бенчи) и достигают ширины нескольких десятков метров. В сторону моря такие бенчи обрываются уступом или несколькими ступенями. Подобные формы рельефа широко распространены на берегах Курильских о-вов [Берега Тихого океана. 1967; *Каплин*. 1973]. Юго-Восточная Австралия — классический район развития этих абразионных форм рельефа, и поэтому австралийские исследователи посвятили много работ вопросу о механизме их образования. Однако полной ясности в этой проблеме еще нет. Обзор сделан Гиллом [*Gill*. 1982].

На открытом побережье Юго-Восточной Австралии сохраняется тянущийся с севера узкий шельф, и только в пределах Бассова пролива он резко расширяется. Вдоль побережья действует теплое течение с севера, которое значительно утепляет климат Юго-Восточной Австралии и восточное побережье о. Тасмания.

Открытая бухта на побережье Восточной Австралии

Широкий бенч, окаймляющий отмерший клиф

Берега Тасмании. Побережья восточной и западной сторон о. Тасмания резко различаются между собой. На восточном побережье значительно теплее, волнение, приходящее от юго-востока, гораздо умереннее. На западной стороне острова отепляющее воздействие теплого течения пропадает. На берег постоянно воздействует крупная зыбь (периодом 10—16 с) с юго-запада от субантарктических штормов.

На о. Тасмания восточный берег совпадает с линиями тектонических сбросов. Первоначальный сбросовый берег преобразуется в выравнивающийся абразионно-бухтовый, где сочетаются небольшие абразионные бухты с береговыми обрывами тектонического происхождения. Геоморфологически запад-

ный берег подобен восточному, хотя по климатическим условиям они, как мы видели выше, различны. Интенсивно расчленена юго-восточная окраина острова, где многочисленные риасовые бухты отделены друг от друга полуостровами и архипелагами. Иногда острова соединены между собой аккумулятивными перемычками (о-ва Северный и Южный Бруни). Берега риасовых бухт приглубы. У самого берега глубины колеблются в пределах 30—50 м.

О. Тасмания отделен от материка Бассовым проливом, глубина которого не более 70—80 м. Имея в виду, что совсем недавно, 15—13 тыс. лет назад, уровень океана находился на 80 м ниже современного, можно с уверенностью сказать, что в то время о. Тасмания представлял собой единое целое с материком.

Во время ледниковой регрессии осушался не только Бассов пролив, но и большие пространства шельфа Австралии, район Большого Барьерного рифа, проливы, разделяющие материк с о-вами Зондского архипелага. Современные очертания Восточная Австралия приобрела 6—4 тыс. лет назад.

Раздел 5

ТИХООКЕАНСКИЕ БЕРЕГА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Общие сведения о регионе

Структура тихоокеанского побережья Северной Америки определяется грандиозной горной складчато-глыбовой системой Кордильер, занимающей всю западную окраину Северо-Американского континента. Эта система достигает по протяженности более 9000 км — от Берингова пролива до Карибского моря. Ширина этой огромной горной системы от 800 до 1600 км. Хаин [1971] считает, что возраст основной складчатости и главного горообразования Северо-Американских Кордильер — позднемезозойский (конец юры — начало палеогена). Однако в полосе Тихоокеанского побережья интенсивное погружение и складчатость продолжались в течение всего кайнозоя, не закончились и в современную эпоху. Свой нынешний облик горный пояс приобрел лишь в результате молодых неоген-антропогенных движений и сопутствовавшего им вулканизма.

В тектоническом отношении все побережье Северной Америки весьма сложно и неоднородно. Хаиным выделяются: а) Кордильеры Аляски, б) Кордильеры Канады, в) Кордильеры США и г) Кордильеры Мексики. Между этими крупнейшими сегментами земной коры расположены поперечные зоны глубинных разломов.

Рельеф Кордильер также сложный и разноплановый. В состав этой горной системы входят кроме горных цепей и вулканических массивов обширные межгорные и прибрежные равнины и плато, межгорные продольные котловины и высокоподнятые нагорья.

Северная Америка покрывалась несколько раз четвертичными ледниками. Однако мощный ледниковый щит закрывал западную часть континента, районы вокруг залива Гудзон, Канадский Арктический архипелаг. Территорию Аляски сплошной ледниковый щит не покрывал, хотя большинство долин и низменностей были подо льдом, и повсюду до сих пор господствуют многолетнемерзлые породы. Долинные ледники и в настоящее время имеются на Аляске, где они спускаются с гор до самого океана.

Так как побережье Северной Америки имеет почти меридиональное простирание, в его морфологии и динамике ярко выражаются характерные черты широтной климатической зональности: от термоабразионных до мангровых типов берегов, от полярных берегов, омываемых холодным Беринговым морем, до жарких пустынных берегов Калифорнийского залива. Берингово море и выходящая к нему часть Аляски располагаются в субарктическом поясе, для которого характерны большие сезонные температурные различия, тяжелые навигационные условия — значительную часть года море покрыто плавучими льдами.

Открытая часть океана, прилегающая к Канаде, находится в умеренном климатическом поясе с развитой во все сезоны циклонической деятельностью, частыми осадками, штормами, сильными ветрами. Нужно сказать, что даже летом здесь иногда можно встретить в открытом океане айсберги.

Южная часть региона находится в субтропическом и тропическом поясах. Летом на побережье преобладает антициклональная теплая и тихая погода, а зимой нередки прохождения циклонов со штормами и ураганными ветрами. Значительное воздействие на погоду оказывает холодное Калифорнийское течение, омывающее берега в районе Сан-Франциско и Сан-Диего (США).

В большей своей части побережье труднодоступно для освоения. Аляска выходит к Беринговому морю обширной приморской низменностью с изолированными горными хребтами и широкой полосой мелководья, которая затрудняет судам подходы к берегу. На Канадском побережье и отчасти в США препятствием для успешного освоения территории всегда служили Кордильеры, барьером закрывавшие путь в глубь материка.

В экономическом отношении тихоокеанское побережье Северной Америки — одно из важнейших в Тихом океане. Главные позиции здесь занимают тихоокеанские штаты США с их чрезвычайно развитой промышленностью и высоким уровнем производства сельскохозяйственной продукции.

Районы Канады и Аляски в экономическом отношении не отличаются особо высоким уровнем развития, однако это районы быстрого промышленного освоения. Побережье — зона весьма интенсивных транспортных связей, развития крупных портовых комплексов, значительного развития рыболовства.

Восточные берега Берингова моря (Западной Аляски)

Береговая линия достаточно сильно изрезана заливами (Нортон, Кускокуим, Бристольский и др.). Заливы разделяют большие п-ова — Сьюард на севере и Аляску на юге. Общая протяженность береговой линии побережья от м. Принца Уэльского до пролива Исаноцкого составляет около 4 тыс. км [Берега Тихого океана. 1967].

Берега Аляски разнообразны. На п-ове Сьюард на значительном протяжении абразионные берега сложены преимущественно сильно метаморфизованными докембрийскими и палеозойскими осадочными породами. Клифы и абразионные платформы выработаны в склонах средневысотных гор, образующих сглаженный древний холмистый рельеф.

В заливе Бристоль абразионные обрывы сложены меловыми осадочными породами, прорванными третичными и четвертичными базальтами. Последних особенно много на вытянутом в субширотном направлении п-ове Аляска. Основу полуострова составляет Алеутский вулканический хр. Его наиболее высокие вершины (Павлова — 2712 м, Вениаминова — 2560 м, Катмай — 2286 м) являются вулканическими конусами, проявляющими активность до настоящего времени.

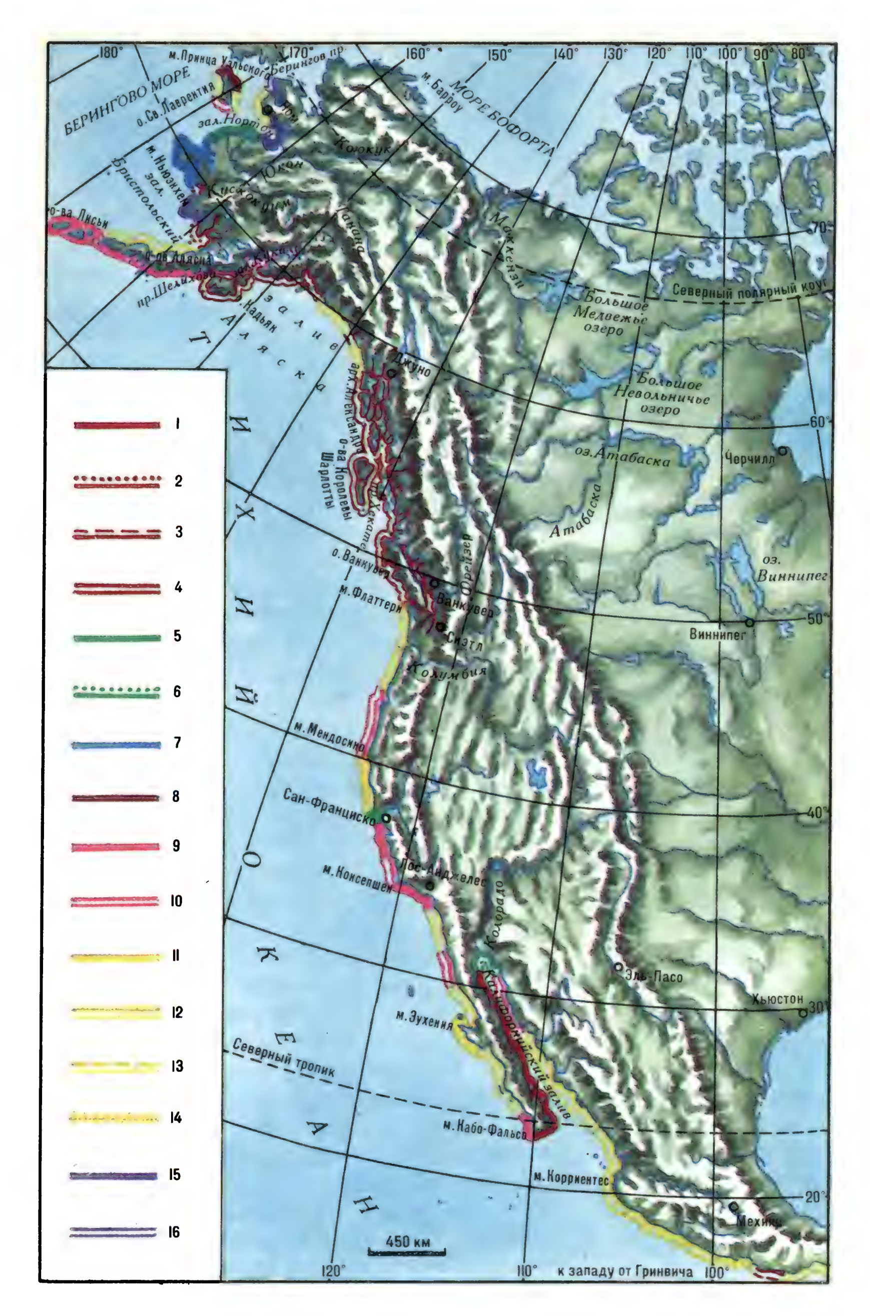
На большом протяжении побережье Западной Аляски сложено рыхлыми четвертичными отложениями. Это связано с тем, что длительное время здесь формировались ледниковые, флювиогляциальные, морские и другие осадки, отлагавшиеся при неоднократных оледенениях и трансгрессиях [*Хопкинс*. 1976].

В период последнего оледенения, когда уровень океана был значительно ниже, чем в настоящее время, обширные пространства шельфа вокруг Аляски были осушены. Сушей был тогда и Берингов пролив. Современная изобата 50 м отстоит от берега на 200—300 км, а это значит, что все это пространство было затоплено во время послеледниковой трансгрессии. Обычно при затоплении плоских равнин у берега образуется множество прибрежных и береговых аккумулятивных форм. Так, собственно, и случилось на побережье Западной Аляски, где спектр береговых аккумулятивных форм достаточно разнообразен. В этом существенное отличие от Чукотских берегов Берингова моря, где преобладают абразионно-бухтовые берега и фиордовые побережья.

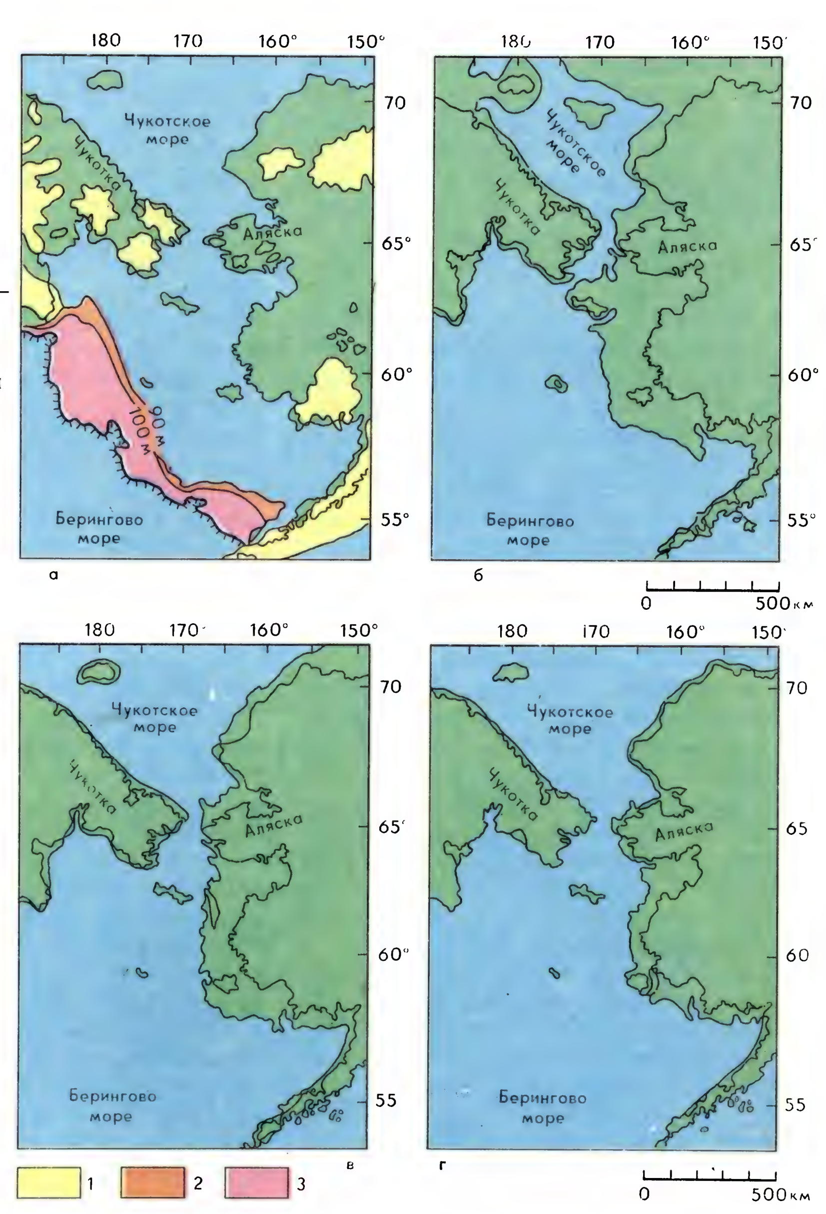
Южное и юго-западное побережья п-ова Сьюард представляют собой край низкой аллювиальной равнины, образованной по существу слившимися воедино многочисленными дельтами рек, впадающих в залив Нортон. Подводный склон на этом участке очень отмелый, и волновое воздействие на берег незначительно. Более подвержен воздействию волн открытого моря средний участок берега приморской равнины (в районе м. Ном). Здесь из песчано-галечного материала созданы бары, отчленяющие мелководные лагуны. Береговая линия юго-западной части п-ова Сьюард образует несколько плавных аккумулятивных дуг. На многих участках характерной особенностью берега являются очень широкие аккумулятивные террасы, примыкающие к отмершим клифам, выработанным в рыхлых отложениях приморской низменности.

Почти все огромное пространство между заливами Нортон и Бристольский занято дельтовыми образованиями рек Юкон и Кускокуим. Юкон — крупнейшая река тихоокеанского побережья Северной Америки. Начинаясь в Канаде и пересекая территорию Аляски, Юкон вместе со своими многочисленными притоками выносит в Берингово море 88 млн т/год наносов [Берега Тихого океана. 1967]. Треугольная дельта Юкона растет очень быстро; предустьевое взморье очень отмело, его поверхность осложнена многочисленными банками, косами, небольшими барами. Волны разбиваются далеко от края дельтовой равнины и фактически не воздействуют на берега.

Дельта Юкона, видимо, формировалась в течение всего плейстоцена. Особенно интенсивно дельтообразование происходило во время таяния ледников в центральных районах Аляски. Выдвигаясь в акваторию моря, дельтовая равнина включала в свое тело отдельные коренные острова, которые сейчас отдельными массивами (выс. до 600 м) располагаются в дельте. В целом же дельта — низменное заболоченное пространство, пересеченное множеством современных и древних русл. Разрушение дельты происходит в основном за счет процессов термоэрозии и термоабразии.



Типы берегов Северной Америки [Берега Тихого океана. 1967].
А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.
I. Первично расчлененные берега:
1 — тектонического расчленения (сбросовые, бухтовые),
2 — эрозионного расчленения (лиманные, эстуариевые), 3 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые), 4 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые, фиардовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега:
5 — дельтовые,
6 — аллювиальных равнин. III. Термоабразионные и ледяные берега: 7 — термоабразионные в мерзлых четвертичных толщах.
IV — 8 — абразионно-денудационные берега.
В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.
V. Выравнивающиеся берега: 9 — абразионно-бухтовые, 10 — абразионно-аккумулятивные бухтовые;
VI. Выровненные берега: 11 — абразионные, 12 — абразионно-аккумулятивные, 13 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные), 14 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой); VII. Вторично расчлененные берега: 15 — абразионно-бухтовые, 16 — абразионно-аккумулятивные бухтовые



Уровень моря и очертания побережья в различные периоды последнего (висконсинского) оледенения (18—12 тыс. лет назад): а) во время максимума оледенения, б) при положении береговой линии на современных глубинах — 38 м, в) при современных глубинах — 30 м, г) при современных глубинах — 20 м [по Хопкинсу. 1976]. 1 — районы, покрытые ледниками, 2 — береговая зона при максимуме регрессии, 3 — шельф в то же время

В заливах Западной Аляски — Бристольском и Кускокуим — большая амплитуда приливов — до 8 м. С сильными приливо-отливными течениями связано образование узких песчаных гряд на дне залива Кускокуим. Они вытянуты по оси залива на 10—15 км и имеют высоту до 20 м. Подобные гряды мы уже описывали у побережья Западной Кореи.

Северное побережье Бристольского залива имеет крупнолопастное расчленение, обусловленное ингрессией моря в межгорные синклинальные депрессии. Вторичная расчлененность береговой линии определяется избирательной абразией на участках побережья, сложенных неоднородными по составу горными породами. В результате действия этих процессов берега, например бухты Токиак и Кулукак, имеют зубчатые контуры. Этот участок — один из немногих абразионно-мелкобухтовых береговых участков на Аляске.

Второй после п-ова Сьюард район выровненных аккумулятивных и абразионно-акку-

мулятивных берегов — северо-западное побережье п-ова Аляска. Береговая линия представляет здесь собой в плане ряд сочлененных дуг большого радиуса, обращенных выпуклой стороной к морю. Между ними расположены глубоко врезанные в сушу бухты или лиманы. Некоторые лиманы врезаны в сушу на 30—40 км и отчленяются аккумулятивными формами.

На крайнем западе п-ова Аляска низменные пространства приморской равнины окаймлены современными аккумулятивными террасами и барами, разорванными на отдельные аккумулятивные острова. Ширина отдельных островов достигает 2 м, а дюнные массивы на их поверхности возвышаются на 6—8 м. За барами располагаются мелководные лагуны.

Несмотря на суровые условия тихоокеанского побережья Аляски, основная масса населения этого штата США сосредоточена именно здесь ($^3/_4$). Аляска богата полезными ископаемыми, и прежде всего нефтью. Основные запасы нефти находятся на побережье Северного Ледовитого океана и в заливе Кука. Нефть усиленно добывается, и для транспортировки ее через всю Аляску и Канаду в индустриальные районы США построен нефтепровод. Кроме нефти и газа на побережье Берингова моря имеются месторождения цветных и драгоценных металлов, каменного угля и железа.

Основу хозяйства Аляски составляет лесная и деревообрабатывающая промышленность, рыболовство и переработка рыбы. Рыбные промыслы залива Аляска дают около 20% улова США.

В сообщении с Аляской главное место принадлежит морскому флоту и авиации. Нефть транспортируется не только по нефтепроводу, но и морскими судами. Главным портом по вывозу нефти является Валдиз (Юж. Аляска). Он доступен для танкеров грузоподъемностью до 265 тыс. т. Грузооборот порта 60 млн т/год [Тихий океан. 1981].

Берега Южной Аляски и Западной Канады

Побережье Южной Аляски и Канады образовано горными системами Северных Кордильер, которые на юге Аляски имеют почти широтное, а на юго-востоке (Пэнхэндл) и в пределах Канады — субмеридиональное простирание. В этой части материка Кордильеры состоят из следующих орографических элементов: Алеутский хр., занимающий п-ов Аляска; Аляскинский хр., продолжающий его на северо-восток и увенчанный г. Мак-Кинли (6197 м), которая является высочайшей вершиной материка; хр. Св. Ильи и его береговая ветвь — горы Чугач; горы Кенай, образующие одноименный полуостров и соединяющиеся с хр. Чугач; береговые горы Пэнхэндла и Британской Колумбии.

Горные хребты побережья были областью проявления наиболее молодой орогении Аляски. Они образуют частично погруженный изогнутый пояс, обращенный к заливу Аляска, и сложены мезозойскими и третичными осадочными метаморфизованными толщами. На берегах п-ова Аляска обнажаются чаще всего породы вулканического происхождения, хотя и здесь встречены третичные осадочные толщи.

В пределах Южной и Юго-Западной Аляски простирается большая дуга действующих вулканов длиной до 4000 км. Она занимает Алеутские о-ва, п-ов Аляска, часть Аляскинского хр., северную часть Береговых хребтов Британской Колумбии. В некоторые годы на территории Аляски наблюдалось до 20 сильных подземных толчков. Очень сильные землетрясения были в 1899 и 1958 гг. Последнее было вызвано сдвигом по разрыву, проходящему вдоль берега залива Литуйя, и породило у входа в залив цунами высотой до 30 м. Землетрясение в марте 1964 г. достигло силы 11 баллов, принесло большие разрушения и также породило цунами [Берега Тихого океана. 1967]. В 1912 г. на п-ове Аляска произошел взрыв влк. Катмай, во время которого в атмосферу было выброшено около 8 км^3 частиц пепла и лавы. Горячий пепел и куски пемзы выпали на территории площадью несколько сот квадратных километров. На о. Кадьяк отложились слои пепла мощностью почти 30 см.

Береговые хребты Южной Аляски и Западной Канады занимают пояс шириной 160 км. Горы резко поднимаются от моря и представляют собой почти непрерывный ряд пиков и изрезанных гряд с высотами от 2300 до 4000 м и более. Хребты пересечены многочисленными глубокими речными долинами, в устьевых частях переходящими в фиорды.

Низкие летние температуры (средняя июля 11—12°) и обильные осадки (до 4000 мм) способствуют развитию на Юго-Западной Аляске мощного оледенения особого, аляскинского типа. Снеговая линия спускается до 500 м над ур. м., тогда как средняя высота прибрежных гор — более 2000 м. С горных вершин спускаются ледники, которые, сливаясь, образуют ледники подножий. Многие из них достигают океана в вершинах многочисленных заливов. Наиболее крупный из ледников — Маляспина — имеет площадь свыше 10 тыс. км^2.

Береговая линия описываемого района имеет сильно расчлененный контур. Глубоко в сушу вдаются крупные заливы: Кука, Принца Уильяма, Якутат. Все они имеют тектоническое происхождение и совпадают с синклинальными депрессиями, возникшими в ларамийскую фазу складчатости. Более мелкие заливы и проливы заложены по линиям разрывов. Последние сыграли исключительно большую роль в расчленении береговой линии.

По разрывам и другим тектоническим нарушениям заложены многочисленные фиорды Аляски (п-ова Аляска и Кенайский, о. Кадьяк, берег залива Принца Уильяма). Правда, фиорды этой группы невелики по размерам и не создают такой разветвленной густой сети, как, например, фиордовая система Британской Колумбии.

На берегах района почти на всем протяжении происходит разрушение подходящих к океану склонов гор. Даже в сравнительно закрытом заливе Кука на долю абразионных берегов приходится более 45%, а аккумулятивные составляют всего лишь 17% [*Hages, Michel.* 1982]. Однако абразионные формы рельефа выражены плохо, так как береговые склоны сложены устойчивыми к размыву породами, и на открытых к океану участках в береговой зоне нет обломочного материала, необходимого для интенсивного развития абразионных процессов. Правда, на многочисленных островах часто хорошо выражены бенчи. Однако их ширина не столь велика, как у бенчей Курильских о-вов или Юго-Восточной Австралии. Отложения, выносимые ледниками, талыми водами и реками, остаются внутри акваторий заливов. Именно там формируются разнообразные аккумулятивные формы, отмели, осушки. Особенно много их в мелководных вершинах заливов Кука, Якутат.

Во многих заливах Южной Аляски Береговая и Геодезическая службы США постоянно проводят повторные съемки дна и береговой линии. Эти съемки показывают большие изменения рельефа дна из-за огромных выносов из-под ледников талыми водами и реками терригенного материала, последующего его размыва и перераспределения приливо-отливными течениями. Частично материалы по этим изменениям приведены в монографии «Берега Тихого океана» [1967. С. 249—251].

К востоку от залива Принца Уильяма до границ Британской Колумбии фиордов мало, но есть троговые долины, заполненные ледниками или флювиогляциальными отложениями, и, видимо, при повышении уровня океана они смогли бы стать фиордами. Кроме того, на некоторых участках горы здесь отступают от моря, оставляя место для узкой предгорной равнины.

Между 49 и 59° с. ш. на западном побережье Северной Америки располагается один из наиболее ярких фиордовых районов мира — Британская Колумбия [*Каплин.* 1962]. Берег этого района принадлежит к типу продольных в соответствии с классификацией Рихтгофена или тихоокеанских, по Зюссу. Побережье Британской Колумбии распадается на три основных орографических элемента. Это — Береговой хр., образующий материковый берег; островные горы, занимающие о. Ванкувер, архипелаг Александра, о-ва Королевы Шарлотты и др.; разделяющая хребты депрессия, с которой совпадают проливы Джорджия, Гекаты, Кларенс и др. [*Хаин.* 1971].

Береговой хр. представляет собой сильно расчлененную горную страну, вершины которой поднимаются до 2500—3500 м. Крупные реки пересекают его по узким и глубоким поперечным долинам. Островной хребет несколько ниже (1000—2000 м), и его вершины более сглаженные. Островные горные массивы вытянуты вдоль материкового берега. Проливы между ними и заливы, вторгающиеся в материковую сушу, образуют густую сеть фиордов. Фиорды ориентированы по четырем основным направлениям [*Glague, Bornhold.* 1980]. Фиорды, вытянутые вдоль линии берега и перпендикулярные ему, образуют так называемую «конкордантную» сеть.

На эту систему накладывается сеть «дискордантная», т. е. ориентированная под острым углом к линии берега.

Отдельные фиорды побережья относятся к числу величайших фиордовых заливов мира. Пролив Чатам, например, вместе с продолжающим его заливом Линн простирается почти на 400 км при ширине, не превышающей 9 км. Узкие и длинные фиорды зажаты между высокими берегами, крутизна склонов которых достигает нередко 35—47°. Характерное для фиордов строение имеют и днища заливов и проливов, т. е. троговый поперечный профиль переуглубления в центральных частях и наличие порогов-ригелей на входе. Все геолого-геоморфологическое строение побережья Британской Колумбии с несомненностью свидетельствует о тектоническом происхождении этой фиордовой системы [*Каплин*. 1962, и др.].

В лабиринте островов этого района и на материковом побережье почти отсутствуют формы берегового рельефа, созданные волнами. В фиордах нет ни клифов, что свидетельствует об отсутствии абразии, ни сколько-нибудь значительных аккумулятивных образований. Можно отметить лишь конусы выноса мелких горных рек и значительные по размерам дельты в вершинах заливов [*Luternauer*. 1980]. Отсутствие аккумулятивных и абразионных форм у входов в заливы и проливы можно объяснить значительной приглубостью берегов, большими глубинами в фиордах и большой устойчивостью к размыву коренных пород, слагающих побережье.

Британская Колумбия — один из важнейших экономико-географических районов Канады. Через этот район осуществляется морской вывоз значительной части грузов из соседних промышленных и сельскохозяйственных провинций страны. Основой для промышленного развития района служит сочетание огромных запасов леса, минерального и энергетического сырья, крупных массивов земель с выгодами приморского положения. Чрезвычайно важным ресурсом района являются крупнейшие лесные массивы ценных древесных пород.

В Британской Колумбии значительно развита горнодобывающая промышленность. Свинец и цинк, медь, золото, молибден, вольфрам и др. разрабатываются в значительных объемах (особенно свинец и цинк) и служат основой металлургии. Как и в большинстве развитых экономических районов, промышленность Британской Колумбии — многоотраслевое хозяйство. Велика роль в нем крупных предприятий пищевой и лесообрабатывающей промышленности. Приморское положение района обусловило широкое развитие рыбного промысла локализующегося в прибрежных водах.

Побережье Британской Колумбии в районе города Ванкувер

Через Тихоокеанское побережье из страны вывозится широкий ассортимент сырья, полуфабрикатов и продовольствия, ввозятся промышленные изделия, продукция тропических стран (кофе, каучук, фрукты и др.). Основным экспортно-импортным портом является Ванкувер, в котором проживает 1,1 млн жителей. Это один из удобнейших портов Тихого океана, обеспечивающий заход крупных судов, хорошо оборудованный специализированными причалами и механизмами для обработки самых разнообразных грузов. Грузооборот порта 36 млн т/год.

Тихоокеанские берега США

На мелкомасштабной карте береговая линия США выглядит в виде дуги большого радиуса, обращенной выпуклой стороной к Тихому океану и протягивающейся на 2100 км (между 32°30′ и 48°20′ с. ш.). Эта дуга распа-

дается на несколько береговых участков: вогнутая береговая дуга в пределах штатов Вашингтон и Орегон от пролива Хуан-де-Фука до м. Бланко; дуга меньшей протяженности — от м. Бланко до м. Мендосино, которую продолжает 700-километровый почти прямолинейный отрезок берега, кончающийся у м. Консепшен; наконец, участок с вогнутой береговой линией между м. Консепшен и государственной границей Мексики.

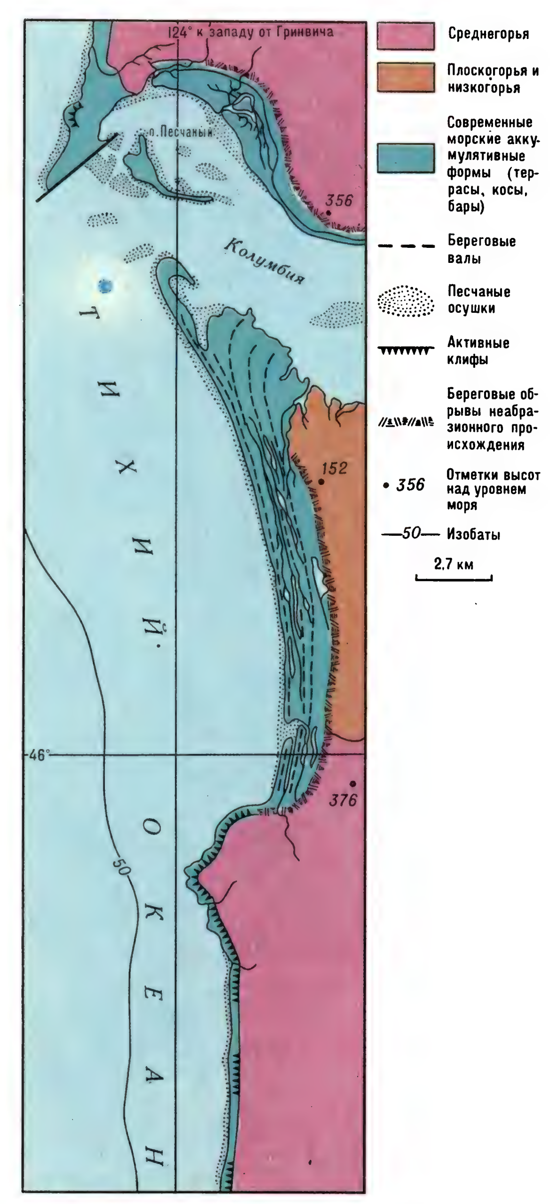
В пределах тихоокеанского побережья США Кордильеры сохраняют свою общую структуру, т. е. располагаются системой параллельных хребтов, между которыми вытянуты продольные тектонические долины.

Береговые хребты сложены разнообразной толщей пород так называемой францисканской серии. Породы подверглись совместному смятию, дроблению и разрывам, по-видимому, при поддвигании Тихоокеанской литосферной плиты под континентальную окраину в мезозое или раннем кайнозое [Энциклопедия региональной... 1980].

Сложно построенный горный пояс Береговых хребтов круто поднимается от Тихого океана до высоты 1200 м. Лишь в районах залива Пьюджет-Саунд, юго-западного побережья штата Вашингтон, залива Сан-Франциско имеются небольшие прибрежные низменности. Хребет пересекается поперечными долинами рек, многие из которых заложены по тектоническим нарушениям.

Климат вдоль побережья в значительной степени меняется. На севере годовые суммы осадков местами доходят до 1500 мм, а на юге Калифорнии их менее 200 мм, т. е. влажный климат северных штатов сменяется на резко засушливый на юге. Это, естественно, отражается на речном стоке и количестве выносимого в океан твердого материала. На севере рек много, и, хотя они короткие и имеют ограниченные бассейны, их влияние сказывается в широком развитии здесь песчаных и галечных пляжей.

Шельф Тихоокеанского побережья США крутой и узкий — изобата 20 м почти всюду проходит не далее чем в 1 км от уреза. Поэтому штормовые волны подходят к берегу недеформированными, создавая сильный прибой вдоль всего открытого побережья. Особенно эффективны длинные волны зыби, подходящие в зимние месяцы с юго-запада. Летом часты штормы от северо-



Картосхема участка берега вблизи устья реки Колумбия [Берега Тихого океана. 1967]

запада, но они порождают короткие крутые волны, не обладающие большой наносодвижущей силой.

Высота приливов на севере побережья достигает 3,4 м, но южнее, вдоль открытого берега, она колеблется в пределах 2,4—2,7 м. Благодаря воздействию приливов на низменных участках побережья возникли марши,

значительные площади они занимают в бухтах Нью-порт, Сан-Франциско и др. [Берега Тихого океана. 1967].

Описание побережья США, видимо, удобнее всего вести в пределах береговых дуг и участков, выделенных выше. Для северной береговой дуги, которая располагается вдоль побережья штатов Вашингтон и Орегон, характерно чередование абразионных и аккумулятивных участков. Основная аккумуляция наносов происходит близ устья р. Колумбия. Аккумулятивный участок к югу от устья р. Колумбия около 20 км длиной содержит колоссальные запасы песка, образуя террасу шириной более 3 км. В то же время на участке от пролива Хуан-де-Фука до м. Бланко активно проявляются процессы абразии. Абразионные участки берега занимают до 67% общей его протяженности. На многих участках волновым подмывом провоцируются крупные оползни, которые в сильной степени осложняют хозяйственную деятельность на побережье [*Byrne, North.* 1980]. Оползни образуются в третичных глинистых сланцах и в плейстоценовых глинах. Скорость отступания берега в результате размыва и разрушения клифов оползнями достигает 1—3 м/год.

В пределах береговой дуги между мысами Бланко и Мендосино характер берега изменяется мало: преобладают участки с хорошо выраженными клифами, к подножию которых прислонены более или менее широкие пляжи. Правда, нужно заметить, что здесь также встречаются очаги аккумуляции наносов, выносимых реками и образующихся при абразии клифов. Например, между мысами Тринидад и Мендосино лежит аккумулятивный участок более 50 км длиной, середину которого занимают обширная лагуна — бухта Гумбольдта и устье р. Ил.

От м. Мендосино до м. Консепшен берег абразионный мелкозубчатый. Горные массивы, обращенные к океану, интенсивно размываются океанскими волнами, вырабатывающими в склонах этих массивов клифы различной высоты. Из-за неоднородности пород, слагающих эти склоны, отдельные участки клифа отступают с большей скоростью, чем остальные, выдвигающиеся в океан в виде мысов. Благодаря такому неравномерному отступанию клифов береговая линия постепенно приобретает зубчатую конфигурацию.

Берег с отмершим клифом и примкнувшим пляжем в штате Вашингтон (США)

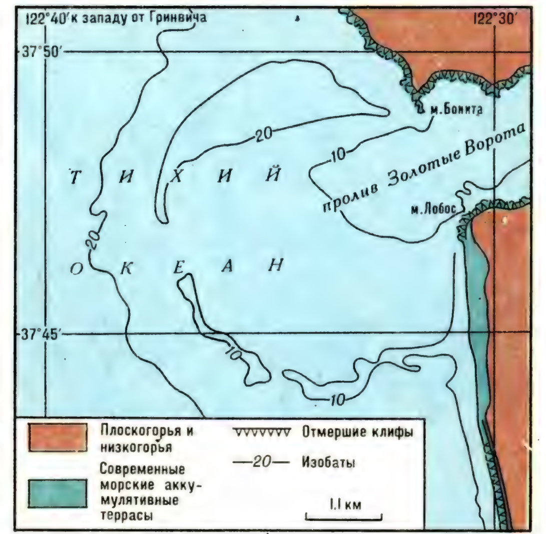
Абразионный останец у побережья штата Вашингтон

Из материала размыва клифов у подножия последних нередко формируются пляжи. Однако ширина пляжей невелика, и в штормовое время они могут исчезать вовсе. В динамике наносов этой центральной части побережья США большую роль играют подводные каньоны, вершины которых на некоторых участках вплотную подходят к берегу. Вероятнее всего, значительная часть обломочного материала с пляжей уходит в каньоны и безвозвратно убывает из берегового баланса наносов. На описываемом участке в океан открывается несколько бухт риасового типа (Тромалис, Дрейка). Самой замечательной из этих бухт является Сан-Франциско. Она вытянута вдоль общего простирания берега, занимая тектоническое понижение между хребтами. Бухта принимает речной сток из обширной депрессии между Береговыми хребтами и горами Сьерра-Невада. Бухта сравнительно мелководна, и в ней преобладают глубины около 10 м.

За м. Консепшен край материка резко отклоняется к востоку вдоль склонов хр. Санта-Инес (выс. 1310 м). В склонах этого хребта выработаны клифы, но постепенно хребет

Абразионный берег
с оползнями

Абразионный берег
с пляжем в небольшой
бухте



Вход в бухту Сан-Франциско

отходит от берега, который становится на десятки километров аккумулятивным. Аккумуляция наносов происходит на широких пляжах, примыкающих к низким отмершим и полуотмершим клифам. В низовьях многочисленных речек на этом побережье образуются небольшие лагуны и приливные марши.

Исследованиями американских авторов установлено, что в пределах южной береговой дуги береговые наносы имеют тенденцию к перемещению в юго-восточном направлении [*Emery*. 1960].

Особенностью побережья рассматриваемого района является наличие древних морских уровней, как поднятых, так и подводных. Террасы прослеживаются вдоль всего побережья, число их меняется, и абсолютные высоты варьируют в довольно больших пределах. Например, в районе Санта-Круз отмечается до 7 террас, причем некоторые из них расщеплены на несколько уровней. В последние годы американскими исследователями получены датировки некоторых террас урановым методом и подробно изучены деформации их уровня [*Ku, Kern*. 1974; *Kern*. 1977, и др.]. Наиболее древней из датированных террас является терраса на высоте 400 м, в рай-

Берег Калифорнии. На заднем плане видна поднятая абразионная терраса

Небольшой порт в бухте на Тихоокеанском побережье США

оне холмов Полос-Вердес. По ней получены даты 330±15 и 420±60 тыс. лет назад. Однако почти вдоль всего побережья хорошо выражены только два древних береговых уровня. Так называемая терраса Нестор сформировалась 120±10 тыс. лет назад, т. е. во время сангамонского межледниковья, на уровне 6±4 м выше современного уреза. В районе Сан-Диего в результате общего тектонического воздымания по крупному разлому Роуз-Каньон терраса была поднята на высоту 54 м. Терраса высотой 30 м образовалась, судя по многочисленным датировкам, 75—80 тыс. лет назад на уровне 14±2 м ниже современного. Палеотемпературные исследования показали, что время образования террасы характеризовалось достаточно суровыми климатическими условиями. Кроме упомянутых террасовых уровней американскими авторами описываются фрагменты террасы возрастом 105 тыс. лет на высоте 19 м над современным уровнем океана, а также террасы возрастом 30 тыс. лет. Обе эти позднеплейстоценовые террасы формировались в то время, когда уровень океана на несколько метров был ниже современного. Впоследствии все эти реликты береговых линий были в результате тектонических движений подняты над уровнем моря. Скорость такого поднятия оценивается в 11—14 см за тысячу лет.

Древние морские уровни располагаются не только над современным уровнем океана, но и на шельфе. Детальные промеры и геофизические данные свидетельствуют о существовании на дне целой серии террас, которые наиболее четко выражены в пределах глубин 50—120 м.

На Тихоокеанском побережье США про-

живает около 30 млн человек, из них 20 млн — в Калифорнии. При этом следует отметить, что в Калифорнии 90% составляет городское население. Тихоокеанское побережье — основной район новейших отраслей машиностроения, энергоемких производств, крупный центр военного производства (электроника, авиация, ракеты, выплавка алюминия, атомное производство и т. п.).

Из полезных ископаемых на побережье добываются нефть и природный газ, цветные металлы и др. На шельфе Калифорнии разведаны фосфоритовые конкреции в концентрациях, имеющих промышленное значение. Прибрежные воды Калифорнии богаты рыбой, так как здесь находится зона апвеллинга, т. е. подъема богатых питательными веществами вод с глубины к поверхности.

Два крупнейших города Калифорнии — Лос-Анджелес и Сан-Франциско — вместе занимают по экономическому потенциалу 3-е место в США. Огромная концентрация населения и промышленности создает на побережье напряженную экологическую обстановку. Это — один из самых загрязненных районов мира. Хорошо известен знаменитый смог Лос-Анджелеса, достигающий временами уровня, катастрофического для здоровья людей и произрастания растительности.

Большое значение для развития побережья имеет морской транспорт. Через порты Тихоокеанского побережья ежегодно вывозится 110 млн т грузов, а ввозится около 130 млн т [Тихий океан. 1981]. Весьма значительны объемы нефти, которая привозится с Аляски танкерами. Из внешнеторговых партнеров главный — Япония, куда вывозится до 45% грузов, проходящих через порты Тихоокеанского побережья США. Основными портами побережья являются Сан-Франциско, Лос-Анджелес, Портленд и Сиэтл.

Крупнейший порт — Сан-Франциско с населением более 3 млн человек. Длина причалов в порту более 50 км, глубины у них 10—15 м. Порт многоплановый, перерабатывает разнообразные грузы, обеспечен новейшей техникой, его грузооборот 36 млн т/год.

В Лос-Анджелесе проживает более 7 млн человек. Здесь также многофункциональный портово-промышленный комплекс, доступный для крупных океанских судов. Длина причальных стенок в Лос-Анджелесе достигает 30 км, а глубины под ними до 15 м. Грузооборот порта 56 млн т/год.

На севере побережья главным портом является Сиэтл (1,5 млн жителей). Причальный фронт порта — 54 км, глубины под причалами до 22 м. Причалы разнообразны по назначению: для контейнеровозов, танкеров и др. Грузооборот порта 25 млн т/год.

Южнее Сиэтла расположен крупный порт Портленд на р. Колумбия (более 1 млн жителей). Через Портленд вывозятся лесоматериалы, зерно, продукция машиностроения и др. Грузооборот порта свыше 18 млн т/год.

Тихоокеанские берега Мексики

Береговая линия тихоокеанского побережья Мексики мало изрезана и не имеет крупных выступов и удобных закрытых бухт. Лишь в северной части параллельно берегу вытянут длинный узкий п-ов Калифорния, отделенный от материка Калифорнийским заливом. Длина береговой линии около 7 тыс. км.

Тектонически и орографически побережье Мексики естественно продолжает систему Кордильер США: Калифорнийский п-ов как бы южная часть Береговых хребтов, материковый берег Калифорнийского залива имеет известное сходство с Большим Бассейном, входящим в систему Кордильер США. Побережье в пределах Центральной и Южной Мексики образовано горами Южной Сьерра-Мадре, также входящими в состав собственно Кордильер.

На побережье выходит сложный комплекс разнообразных пород, среди которых преобладают вулканиты. Вулканические извержения происходили в основном в кайнозое. В это же время активизировались сложные движения тектонических структур страны. Общепринято считать, что в пределах этого региона протекают тектонические процессы, которые, так же как и в области Красного моря, могут привести к образованию (раскрытию) нового океана.

Климат тихоокеанского побережья Мексики определяется его положением в тропическом поясе и влиянием Тихого океана. Северная часть побережья отличается большой сухостью. Это объясняется тем, что сюда редко проникает морской воздух с Атлантики, а воздушные массы, формирующиеся над Тихим океаном, уносятся пассат-

ными ветрами. Кроме того, благодаря холодному Калифорнийскому течению воздух, идущий с Тихого океана, имеет в нижних слоях низкие температуры и невысокое влагосодержание. Большая часть побережья Калифорнийского залива и п-ов Калифорния получают поэтому за год менее 200 мм осадков, т. е. имеют типичный климат пустынь. Южное побережье Мексики характеризуется преобладанием в течение всего года морского тропического воздуха. В летний сезон побережье попадает в полосу юго-западного муссона. Климат здесь ровный, с малыми колебаниями температуры по сезонам и с достаточным количеством атмосферных осадков [Берега Тихого океана. 1967].

По геолого-геоморфологическим признакам и климатическим условиям тихоокеанское побережье Мексики разделяется на три района: материковое побережье Калифорнийского залива, отличающееся равнинным рельефом и чрезвычайно сухим климатом; п-ов Калифорния, имеющий гористый рельеф и выделяющийся своеобразием своего тектонического строения; побережье Центральной Южной Мексики,. образованное склонами и отрогами горной системы Южная Сьерра-Мадре и характеризующееся менее сухим, чем на побережье Калифорнийского залива, а на юге и вовсе влажным климатом.

Материковое побережье Калифорнийского залива образовано так называемой береговой денудационной скалистой равниной пустыни Соноры. Расположенная перед хр. Западная Сьерра-Мадре равнина пустыни Сонора имеет ширину около 300 км. Равнина сформирована аллювиальными шлейфами и мощными конусами выноса, поднимающимися в глубь страны до высоты 1000 м. Отмечаются три генерации конусов выноса, самая древняя из которых, видимо, относится по времени образования к раннему плейстоцену. Молодые конусы выноса подрезаны морем и привязаны к более низкому его уровню. Вероятнее всего, формирование конусов выноса этой генерации следует относить к последнему оледенению, когда уровень моря был ниже современного [*Helgren a Bahre*. 1981].

Рельеф равнины осложнен островными горами, возникшими в результате денудации краев вулканических нагорий, которые располагаются в разных частях равнины.

Береговые формы Северо-Западной Мексики типичны для пустынь и полупустынь. В северной части побережья лишь очень немногие реки достигают Калифорнийского залива, и обломочный материал в береговую зону почти не поступает. Берег на многие километры представляет собой песчаный пляж с грядами дюн, переходящими в постепенно повышающиеся к востоку пустынные пространства денудационной равнины. Часто останцовые возвышенности вплотную подходят к берегу, образуя скалистые абразионные участки (мысы Тепока, Лобос и др.). На таких участках глубины 15—20 м нередко встречаются у самого берега.

В вершине Калифорнийского залива береговая линия окаймлена илисто-песчаной осушкой, сложенной выносами р. Колорадо. Ее дельта занимает площадь около 8500 км^2. Берег перед дельтой очень отмелый, и 20-метровая изобата отходит от него на 35—40 км.

Южнее залива Гуаймас береговая равнина сужается, климат постепенно становится более влажным, и моря достигают многие горные реки, выносящие в береговую зону достаточное количество обломочного материала. Появляются крупные аккумулятивные формы — бары, отделяющие узкие лагуны, которые почти непрерывной цепью тянутся от м. Аро до устья р. Сан-Лоренсо (лагуны Лечугуа-Эстеро, Альнамура-Эстеро и др.). Длина баров, отшнуровывающих лагуны, при ширине 2—3 км равна иногда 30—40 км. Через многочисленные непостоянные протоки лагуны соединяются с заливом.

Как уже говорилось выше, Калифорнийский залив занимает рифтовую долину, лежащую на продолжении осевого рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия, и его образование связано со сложными процессами, происходящими в этой срединно-океанической структуре. Наибольшая глубина залива — 2500 м — расположена в южной, наиболее широкой его части. В поперечном сечении он имеет форму типичного грабена с крутыми склонами и довольно плоским дном. Ось залива несколько смещена в сторону п-ова Калифорния, восточные берега которого более приглубы, чем побережье материка.

Калифорнийский п-ов орографически продолжает систему Береговых хребтов Тихоокеанского побережья США. Окончания

хребтов, выходя к океану, обусловливают лопастное расчленение западного побережья полуострова. Впадины, отделяющие хребты друг от друга, выполнены неогеновыми песчаниками и четвертичными отложениями.

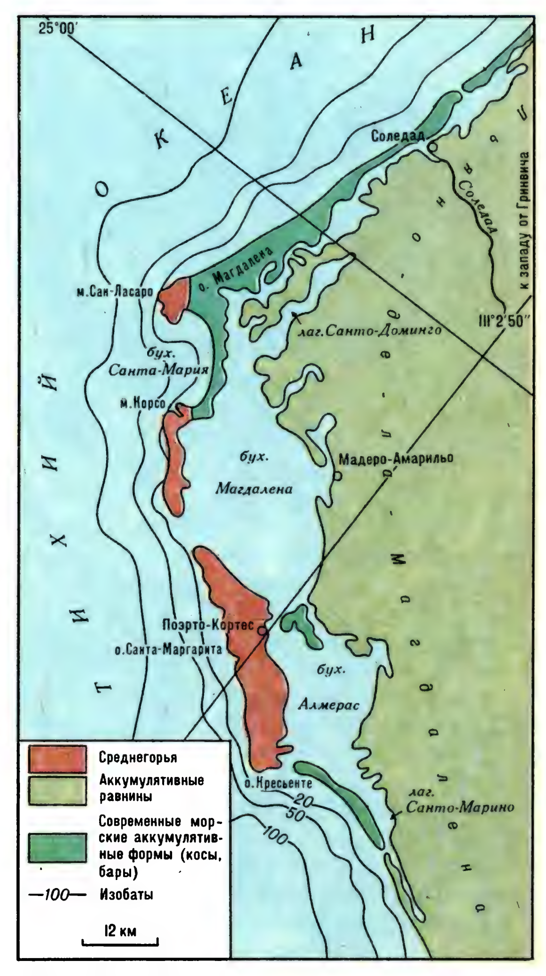
Горные хребты Калифорнийского п-ова имеют асимметричное строение: крутые восточные склоны и пологие — западные. Восточные склоны образуют скалистый, однородный на всем протяжении берег, обращенный к акватории Калифорнийского залива. Его мелкая зубчатость, изрезанность и обилие останцов, кекуров, подводных скал перед берегом обусловлены особенностями геологического строения и избирательными процессами денудации. Единственная крупная бухта Ла-Пас образовалась, видимо, в результате вторжения океана в депрессию, ограниченную сбросами.

С западной стороны к горным хребтам примыкают равнины, сложенные с поверхности молодыми отложениями (плиоцен — голоценового возраста) и выходящие к океану в пределах залива Себастьян-Вискайно и к югу от м. Абреохос (равнина Магдалена). Первая занимает треугольную депрессию, открытую к северо-западу. Она имеет плоскую поверхность, полого поднимающуюся в сторону центральных частей полуострова до высоты 400 м над уровнем океана. Вторая тянется более чем на 300 км между горными цепями южной части полуострова и тихоокеанским берегом. Ее наибольшая ширина около 70 км. Обе равнины с поверхности сложены аллювиальными отложениями, вынесенными из горных районов, и по внешнему контуру окаймлены аккумулятивными формами, отделяющими от океана лагуны.

Три лагуны, составляющие единую систему бассейнов, связанных между собой протоками, расположены в вершине залива Себастьян-Вискайно. Они представляют большой интерес как тип лагун, формирующихся на открытом океанском берегу в условиях засушливого климата [*Phleger*. 1965, и др].

Лагуны имеют в плане прихотливые ингрессионные очертания, изобилуют низменными островами и в сторону суши переходят в соленые марши и гряды дюн высотой до 25 м. От океана их отделяет бар, максимальная ширина которого 3,5 км.

В пределах другой тектонической депрессии полуострова — равнины Магдалены —



Картосхема берега в районе равнины Магдалены [Берега Тихого океана. 1967]

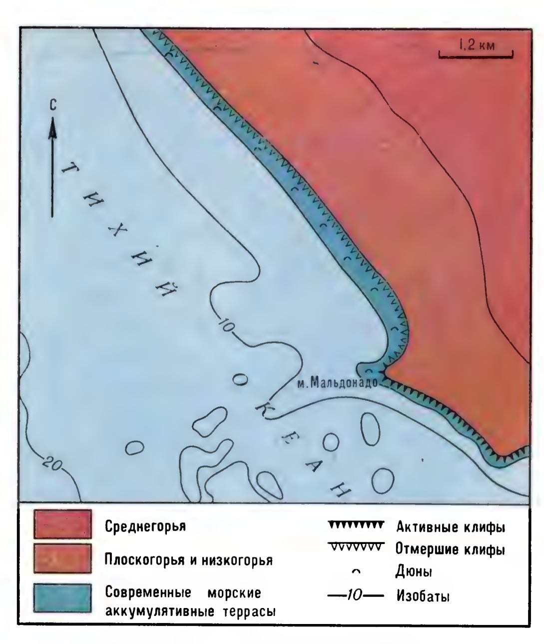
также расположено несколько лагун, отчлененных от океана сложными аккумулятивными формами. Последние представляют собой бары и ряд ветвей томболо, соединяющих с берегом вулканические острова. Образование комплексов лагунных форм на океанском побережье п-ова Калифорния следует, видимо, связывать с затоплением в голоцене наклонной, расчлененной речными руслами аллювиальной равнины, активной переработкой подводного берегового склона и массовой подачей песчаного материала со дна к берегу. Из этого материала формировались бары, отчленившие лагуны и соединившие между собой гористые острова, оставшиеся в океане после его наступания на сушу.

Такой механизм образования лагун характерен для последнего этапа послеледниковой, фландрской трансгрессии.

К югу от описанного комплекса лагун тянется выровненный аккумулятивный берег, окаймленный песчаным пляжем. Аллювиальная равнина занимает здесь довольно узкую часть побережья, переходя на востоке непосредственно в склоны горных хребтов. Последние на южной оконечности полуострова уже вплотную подходят к берегу. Начинающийся от м. Сан-Педро абразионный участок берега образован скалистыми склонами отрогов Капских гор. Эта часть побережья очень приглуба — изобата 200 м подходит к береговой линии на 3,5 — 4 км. В прибрежной полосе здесь изобилуют скалы, кекуры и подводные камни. Вдоль океанского побережья п-ова Калифорния ширина шельфа колеблется от нескольких до 80 — 100 км против лагунных участков. Шельф отличается довольно значительной крутизной у внешнего края и отмелостью верхней зоны.

На полуострове прослеживаются продолжения поднятых древних береговых линий, о которых говорилось при характеристике побережья США. Четко здесь выделены три террасы: 7, 24 — 30 и 34 — 48 м. Датировка по нижней террасе (120 ± 20 тыс. лет назад) свидетельствует о том, что она сформировалась во время последнего, сангамонского межледниковья. Отмечаются на побережье и более высокие террасы (до отметок 350 м), но их происхождение и возраст не определены. Все береговые линии полуострова деформированы, что говорит о проявлении в раннем и среднем плейстоцене интенсивных блоковых тектонических движений. Различия в высотах одновозрастных террас благодаря блоковой тектонике могут достигать нескольких десятков метров. Менее всего деформирована сангамонская терраса. Ее отметки меняются в основном от 5 до 15 м, хотя местами и она значительно приподнята — до 40 м на м. Пунта-Баида. Деформации террас, связанные с блоковыми тектоническими движениями, особенно интенсивно проявляются на п-ове Калифорния, как считают американские исследователи, в результате активного движения в этом районе литосферных плит [*Orme*. 1980; *Woods*. 1980, и др.].

Капские горы Калифорнии через группу островов вулканического происхождения



Картосхема берега в районе Малдонадо [Берега Тихого океана. 1967].

Лас-Трес — Мариас переходят в горную цепь Южной Сьерра-Мадре, склоны которой образуют побережье Центральной и Южной Мексики. Отроги гор этой системы хребтов выдвигаются в океан в виде целого ряда мысов, разделенных широко открытыми бухтами и прямолинейными участками берега. Однако мысы не резко нарушают общую выровненность береговой линии. Этим участкам берега присуща лишь мелкая зубчатость контура, обусловленная неоднородностью геологического строения хребтов и процессами избирательной денудации и абразии. Здесь в море выступают отдельные скалистые мыски, ограниченные отвесными клифами, причудливые останцы, многочисленные подводные и надводные скалы. Эти формы созданы несколькими горными хребтами, ориентированными перпендикулярно линии берега.

Между хребтами в устьях разделяющих их долин образовались небольшие бухты, которые продолжаются в сторону суши в виде низменностей, окаймленных широкими песчаными пляжами, или барами, отделяющими лагуны. Береговая линия в вершинах этих бухт, как правило, ровная и имеет вид вогнутой правильной дуги. Дно всех бухт ровное (глубины 10 — 30 м), сложено песчаным материалом, и только у мысов встречаются скалистые участки.

На западном берегу залива Теуантепек горные хребты срезаются береговой линией почти перпендикулярно к осям складок. Здесь наблюдаются небольшие риасы (заливы

Чипекуа, Салина-Крус, Тонгола-Тангола и др.), в которые по долинам выносится большое количество обломочного материала. В устьевых частях долин, к которым приурочены эти небольшие риасы (3 — 4 км длиной), расположены отмелые низменные берега, окаймленные широкими пляжами и осушками.

От м. Корриентес до залива Теуантепек абразионные берега и участки с бухтами по протяжению невелики. Большая часть побережья имеет аккумулятивный характер. На большом расстоянии берег образован морской аккумулятивной террасой, примыкающей к склонам продольно вытянутых хребтов Южной Сьерра-Мадре. К северу от м. Малдонадо аккумулятивная терраса шириной 150 — 200 м примыкает к отмершим абразионным клифам на склонах возвышенностей высотой до 100 м. На других участках ширина террасы превышает несколько километров. На ее поверхности прослеживаются гряды береговых валов, или дюн. Мощные образования такого рода изучены к северу от м. Корриентес [*Curray et al.* 1969]. В этом районе берег окаймлен террасой шириной 15 км, вытянутой вдоль побережья на 225 км и состоящей из нескольких генераций береговых валов, общее количество которых насчитывает около 280. В своей тыловой части система валов примыкает к достаточно узкой полосе маршей, которые в свою очередь прислонены к крутым склонам останцовых возвышенностей. Судя по многочисленным датировкам, терраса в этом районе начала формироваться около 5 тыс. лет назад.

Наравне с аккумулятивными террасами вдоль берега распространены мощные бары, отчленяющие от моря вытянутые у подножия горных хребтов лагуны. Бары тянутся на десятки километров и имеют ширину до 3 — 5 км. Ширина лагун также не превышает 1 —4 км при длине вдоль берега 40 — 70 км. Со стороны суши они ограничены склонами гор, на которых местами сохранились следы абразионной деятельности моря.

Таким образом, в описываемом районе широко развит тип отмершего абразионного берега, в настоящее время отделенного от океана аккумулятивными террасами, или барами. Это свидетельствует о том, что в начальные этапы послеледниковой трансгрессии побережье подвергалось размыву, и по всему его контуру преобладали абразионные формы рельефа. Замедление трансгрессии, а возможно, стабилизация уровня океана около 5 тыс. лет назад повлекли за собой активную переработку верхней части подводного берегового склона, вынос песчаного материала к урезу и формирование мощных аккумулятивных форм на берегу. В зависимости от местных условий (главным образом из-за различий уклонов дна) возникли примкнувшие к подножиям клифов аккумулятивные террасы, или бары, отшнуровавшие узкие лагуны. Риасы в большинстве своем оказались заполненными речными выносами, и береговая линия всего участка побережья оказалась выровненной, аккумулятивной. Следует отметить, что в связи с глобальным замедлением послеледниковой трансгрессии подобное развитие берегового процесса типично для многих регионов Мирового океана.

Гавань Акапулько

Достаточно суровые природные условия (сухость климата, гористость) препятствуют экономическому развитию тихоокеанского побережья Мексики. Не очень богато побережье полезными ископаемыми [Тихий океан. 1981]. Здесь эксплуатируются месторождения нефти, железа, марганца, меди, серебра и др. В тихоокеанских штатах Мексики более всего развита пищевая промышленность, базирующаяся на крупные плантации сахарного тростника. Гористость побережья препятствует развитию транспорта, поэтому порты побережья используются для каботажных перевозок и для рыбного промысла.

Основными портами побережья являются Гуаймас, расположенный в Калифорнийском заливе и обслуживающий крупный район раз-

вития сельского хозяйства, Мансанильо, в основном рыболовецкий порт, и Салина-Крус — важный порт вывоза нефти и рыболовная база. Грузооборот портов от 0,5 до 2 млн т/год, число жителей от 20 тыс. до 57 тыс. человек. Гавань города Акапулько известна как международный курорт и спортивный центр.

Тихоокеанские берега Центральной Америки

Геологические структуры тихоокеанского побережья Северной Америки находят свое продолжение в пределах Центральной Америки. К востоку от Теуантепекского перешейка массив Южной Сьерра-Мадре закономерно переходит в Сьерры Центральной Америки (Гватемала, Гондурас, Никарагуа). Здесь основой горных сооружений служит докембрийский кристаллический массив [*Хаин*. 1971; Геология Тихоокеанского... 1978]. Кристаллический фундамент перекрывается разнообразным комплексом пород — от нижнего палеозоя до современных вулканитов. В результате плиоцен-плейстоценовых вертикальных глыбовых движений и интенсивного вулканизма Центральная Америка приобрела свои современные очертания.

По современной теории тектоники литосферных плит на месте Центральной Америки в палеозое и мезозое существовал пролив, разделявший два Американских континента. Лишь в позднем мезозое Северо- и Южно-Американская плиты сдвинулись при одновременном западном дрейфе обоих материков, сопровождающемся относительным перемещением Восточно-Тихоокеанской (Карибской) плиты в восточном направлении [Энциклопедия региональной... 1980]. Эти процессы сопровождались интенсивным вулканизмом как на суше, так и в океане. На суше его проявления интенсивны по сегодняшний день.

Особенностью тихоокеанского побережья Центральной Америки является существование почти непрерывной цепи вулканов, начинающейся влк. Бокерон в Мексике и протягивающейся через Гватемалу, Сальвадор, Никарагуа и Коста-Рику до города Сантьяго на западе Панамы. Длина цепи вулканов 1400 км, и она делится на ряд сегментов, границы которых связаны с простиранием отдельных разломов.

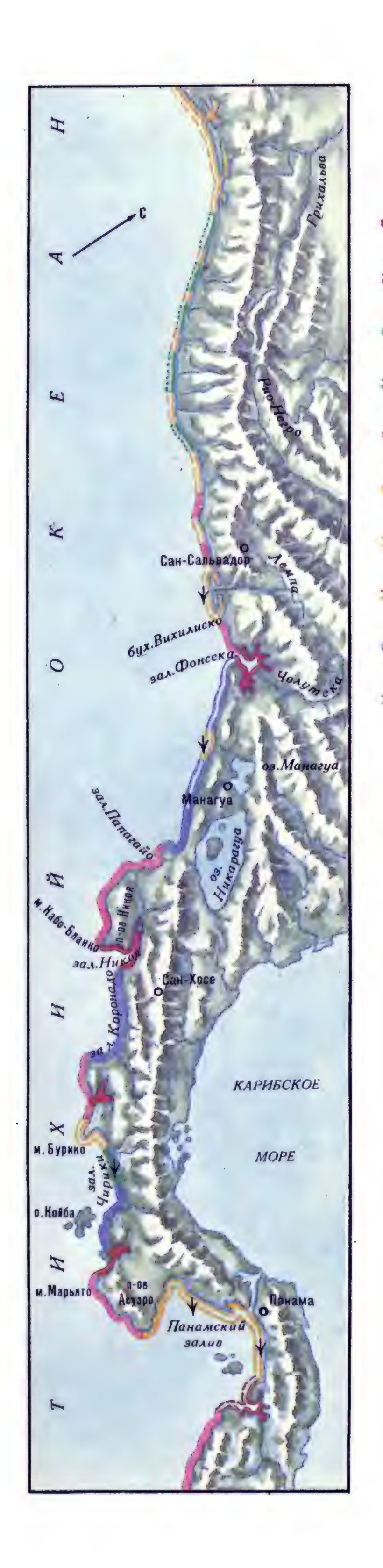
От мексиканской границы до широты Манагуа вулканические образования Тихоокеанской Кордильеры со стороны океана окаймляются аллювиальной прибрежной равниной, ширина которой иногда превышает 50 км. Если не считать залива Фонсека, северная часть тихоокеанского побережья Центральной Америки имеет почти выровненную береговую линию. Однако к югу от Манагуа, на участках, где появляются невулканические породы, в Тихий океан выдвигаются пять полуостровов. В общем структурном плане перешейка преобладают блоковые структуры, ограниченные сбросами [Энциклопедия региональной... 1980].

Своеобразные очертания Панамского перешейка (в виде буквы S) вызваны не структурой складок горных сооружений, а молодыми опусканиями земной коры на тихоокеанской стороне. Это опускание, охватывающее, включая шельф, полосу шириной 200 км, привело к образованию Панамского залива.

Рельеф побережья формируется, с одной стороны, под воздействием продолжающихся тектонических движений земной коры и вулканической деятельности, а с другой — рельефообразующими процессами и факторами, связанными с климатическими условиями побережья.

Центральная Америка расположена в тропическом и субэкваториальном поясах. Средние температуры самого холодного месяца на низменностях от 21 до 26° на юге, самого теплого — соответственно 27 и 28°. Тихоокеанское побережье отличается неравномерным распределением осадков по сезонам. Засушливый период длится 3 — 6 месяцев в году. Количество осадков вдоль побережья с северо-запада на юго-восток возрастает от 1000 до 2000 мм в год. В дождливый период нередко за час выпадает от 50 до 80 мм осадков, что, естественно, в очень сильной степени влияет на поверхностный смыв [Тихий океан. 1981].

Весьма интенсивное химическое выветривание приводит к глубокому расчленению рельефа побережья и выносу большого количества рыхлого материала в океан. Крупнейшая река Центральной Америки — Рио-Лемпа, имеющая водосборную площадь 18 243 км^2, ежегодно выносит в Тихий океан, по данным Гиерлоф-Эмдена, 7,7 млн т наносов, при-



чем 6 млн т выносится за 30 дней в дождливый период.

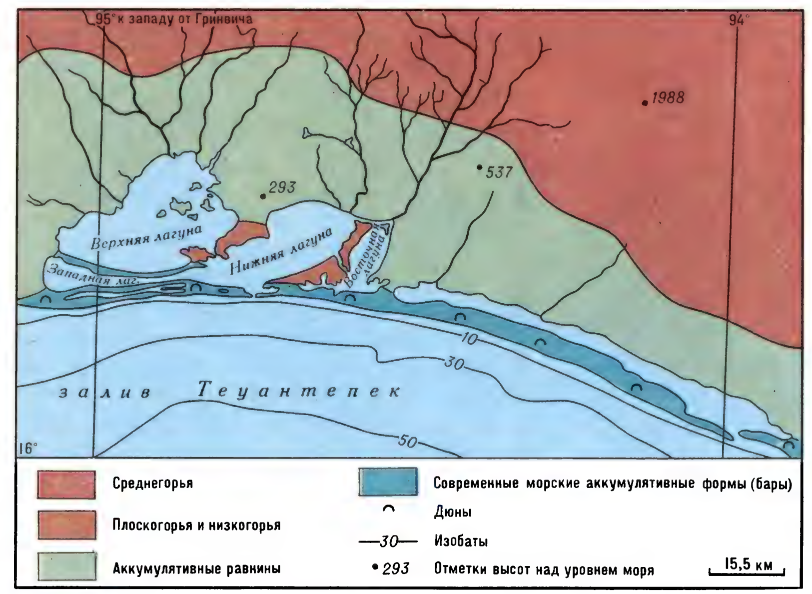
Тихоокеанское побережье Центральной Америки морфологически четко разделяется на два района. В Мексике и Гватемале часто встречаются лагунные берега, окаймляющие прибрежную низменность. В пределах Никарагуа, Коста-Рики и Панамы побережье сильно расчленено. Здесь преобладает абразионный тип берега. Побережье Сальвадора лежит в переходной зоне — имеет как лагунные, так и абразионные берега. Общая длина береговой линии тихоокеанского побережья Центральной Америки составляет около 3400 км.

Обширные, разделенные береговыми хребтами равнины побережья сложены в основном аллювиальным материалом. По данным Гиерлоф-Эмдена, среди аллювиальных отложений центральной равнины обнаружены прослои тонкозернистых морских песков и глин мощностью 5 — 10 см. По его мнению, этот факт свидетельствует о современных поднятиях побережья. Так, например, побережье Сальвадора поднялось на 10 — 25 м за последние 4 тыс. лет.

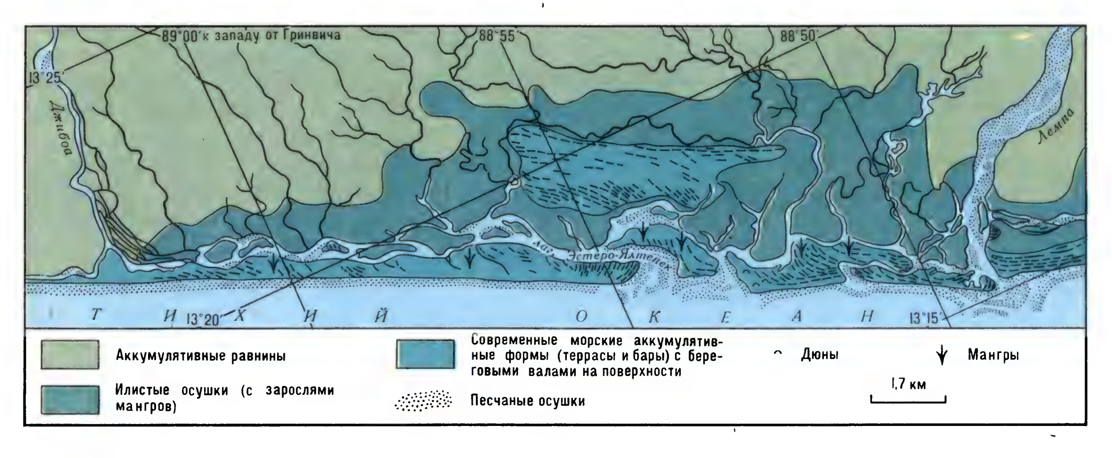
Косвенные геологические данные свидетельствуют в пользу преобладания в регионе современных поднятий суши. Исключение составляет побережье Панамского залива. Наблюдения, ведущиеся с 1909 г. в Бальбао (юго-восточный вход в Панамский канал), и нивелировки, проводившиеся по трассе канала в 1908, 1925 и 1938 гг., показали, что с 1909 по 1962 г. произошел относительный подъем уровня океана на 8,5 ± 1,5 см.

Основным фактором, определяющим сов-

Типы берегов Центральной Америки.
А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем. I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения (сбросовые, бухтовые), 2 — эрозионно-тектонического расчленения (риасовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 3 — дельтовые, 4 — аллювиальных равнин. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** III. Выравнивающиеся берега: 5 — абразионно-бухтовые; IV. Выровненные берега: 6 — абразионные, 7 — абразионно-аккумулятивные, 8 — аккумулятивные (лагунные и лиманно-лагунные); V. Вторично расчлененные берега: 9 — абразионно-бухтовые, 10 — абразионно-аккумулятивные бухтовые. 11 — Мангры.



Лагуны северного берега залива Теуантепек [Берега Тихого океана. 1967]



Картосхема участка берега в районе лагуны Эстеро-Ялтепек [по *Cierloff-Emden*. 1959]

ременное развитие берегов Центральной Америки, является мощное волнение. Наибольшее влияние на береговую зону оказывают длиннопериодные волны зыби (параметры: $h = 0{,}5$ м, $l = 80 — 120$ м, $t = 10 — 15$ с), зарождающиеся в океане в области южных пассатов, т. е. за 2000 км от рассматриваемых берегов. Уже на глубинах 50 — 75 м зыбь начинает деформироваться. Деформация усиливается ветрами, и у берега высота волн достигает 1 — 1,5 м, а иногда и 3 м. Несмотря на то что волны почти постоянно подходят с юга под углом к линии берега, потоков наносов определенного направления в береговой зоне не существует. Объяснить это можно отмелостью берега. Против аккумулятивных берегов Центральной Америки уклоны подводного склона, как правило, не превышают 0,01. Для крупных океанских волн это достаточно малые уклоны, при которых деформация волны повторяется несколько раз вдоль профиля береговой зоны.

Проходя над широкой зоной мелководья, длиннопериодные волны испытывают рефракцию и поворачиваются фронтом к берегу. Этот процесс вызывает массовое поперечное перемещение песка в береговой зоне, но не способствует, как отмечалось, образованию вдольбереговых потоков наносов. Гиерлоф-Эмден считает, что в рассматриваемой береговой зоне имеют место миграции материала вдоль берега как в западном, так и в восточном направлении. По-видимому, они вызываются непостоянными местными волнами малой длины.

В целом побережье Центральной Америки, начиная с перешейка Теуантепек, представляет собой сочетание приморских равнин с лагунами вдоль берега и горных массивов, образующих абразионно-бухтовые берега. Впадина Теуантепек, ограниченная с двух сторон сбросами, имеет третичный возраст. Ее южная часть выходит к океану в вершине залива Теуантепек. Здесь расположена круп-

ная лагуна сложных очертаний, которая низменными островами и аккумулятивными формами разделяется на несколько отдельных лагун, носящих название Верхняя, Нижняя, Восточная и Западная. Наибольшая из них — Верхняя — имеет глубину, не превышающую 6 м.

Весьма интересной аккумулятивной формой является бар, отделяющий лагуны от океана. Бар состоит как бы из трех почти параллельных ветвей. Первая разделяет лагуны Верхнюю и Западную, простираясь между их западным берегом и островом, который лежит на выходе из Верхней. Узкая, вытянутая вдоль побережья лагуна Западная отделяет эту аккумулятивную форму от основного бара, имеющего две ветви и небольшую внутреннюю лагуну, подобную аналогичным образованиям двойных баров [Берега Тихого океана. 1967].

Северо-восточный берег залива Теуантепек по своей морфологии во многом напоминает берег Мексики к юго-востоку от м. Корриентес. Это выровненное лагунное побережье, окаймленное барами и узкими, вытянутыми вдоль океана лагунами. Правда, горные хребты (хр. Чианес) отходят здесь от берега, уступая место предгорной наклонной к океану равнине, которую пересекает много коротких и быстрых рек, впадающих в лагуны. Равнина расширяется к юго-востоку и у границы Мексики с Гватемалой достигает ширины более 30 км. Возникла она в результате слияния плоских конусов выноса и по мере удаления от побережья переходит в скалистое наклонное плато.

Крупные лагуны возникли также юго-восточнее залива, около устьев рек; из них отметим следующие: Сантьяго, Ялтепек, Югуилиско, Эстино (на побережье Сальвадора). Большинство лагун (эстерос) мелководны; их акватории занесены илами, изобилуют осушками и многочисленными песчаными низменными островами. На многих островах сохранились древние береговые валы, позволяющие частично восстанавливать историю образования лагун и побережья в целом. Характерно, что прибрежная равнина обрывается к осушкам на материковом берегу лагун уступом высотой 2 — 3 м над уровнем полного прилива (приливы в сизигию достигают 1,85 м).

Одна из наиболее крупных лагун — Эстеро-Ялтепек — располагается на побережье Сальвадора, между реками Рио-Джибоа и Рио-Лемпа. Ширина ее от 0,3 до 1 км при общей длине 15 км. Глубины не превышают 5 м. Берега имеют довольно сложный рельеф; осушки покрыты зарослями мангров, занимающими полосу шириной более 4 км. Материковый берег сохраняет бухтовые очертания, по акватории разбросано много низменных островов. От океана лагуна Ялтепек отшнуровывается баром, который имеет на западе ширину 400 м, на востоке — 1200 м. Со стороны океана бар ограничен широким пляжем, со стороны лагуны — осушками с зарослями мангров.

Поверхность бара осложнена береговыми валами, которые не всегда имеют простирание, параллельное современной береговой линии. На некоторых участках они ориентированы под острым углом к берегу. По очертаниям береговых валов Гиерлоф-Эмден пытается восстановить картину формирования бара. Он считает, что изгибание валов произошло в результате постепенного нарастания бара возле проток, по которым происходит сток вод Рио-Лемпы и Рио-Джибоа, не раз менявших свои русла в устьевой части; соответственно происходил прорыв бара на разных участках. Так, например, Рио-Джибоа еще в 1949 г. впадала непосредственно в океан. Но в 1951 г. ее русло сместилось к востоку, и река стала впадать в лагуну.

Гиерлоф-Эмден считает, что бар, состоящий из серии береговых валов, образовался главным образом благодаря медленному постоянному выбрасыванию наносов со дна. Основным поставщиком материала в береговую зону являются реки. Аллювием сложена и верхняя часть подводного склона. Уклоны последнего — 0,0025. Из песка, поступающего на береговые валы, формируются небольшие дюны. Бар, очевидно, возник первоначально в виде цепочки островов, которые затем соединились за счет роста свободных концов при вдольбереговых миграциях наносов. В настоящее время нарастание пересыпи почти не происходит, и берег стабилизировался; подводный склон, имеющий подводные валы, достиг профиля равновесия. Возраст лагуны и пересыпи Гиерлоф-Эмден оценивает в 4 тыс. лет и связывает их образование с замедлением темпа послеледниковой трансгрессии океана.

Подобная схема формирования типична для всех лагун, окаймляющих северо-западную аллювиальную низменность Центральной Америки. Все они схожи по рельефу и морфологии пересыпей. Можно подметить лишь незначительные отличия, обусловленные местными условиями. Так, например, в пределах второй крупной лагуны Сальвадора — Югуилиско — хорошо выражена система глубоких желобов. В ходе развития побережья эти желоба, или служившие для стока речных вод, или созданные мощными отливными течениями, неоднократно меняли свое направление. В результате на дне лагуны и образовалась их сложная система, а пересыпь прорвана во многих местах протоками.

В юго-восточной части Центральной Америки лагуны редки. Они располагаются в вершинах бухт или в дельтах рек, расчлененных на множество низменных островов и окруженных широкими осушками. Между островами — целый лабиринт узких извилистых проток. Таковы дельты Рио-Чирики, Рио-Туира и др. Здесь царство мангров, которые поселяются на осушках и островах, в вершинах заливов, по берегам рек и в дельтах.

Мангровые заросли весьма распространены на побережье Центральной Америки. Этому способствуют климатические условия. Правда, некоторая сухость климата ограничивает рост мангров, и здесь они развиваются не столь буйно, как на побережье Колумбии, где климатические условия для них более благоприятны. Однако следует заметить, что мангры расселяются только на участках побережья, укрытых от прямого воздействия волнения, и совершенно отсутствуют на открытых берегах.

Ширина зоны мангровых зарослей зависит от проникновения приливов в глубь суши. При общей низменности побережья аллювиальной равнины и высоте приливов до 2 м эта зона оказывается достаточно широкой. В Центральной Америке наиболее распространены следующие виды мангров: Rhizophora mangle, Rizophora mucronata, Laguncularia racemosa, Aviccnia Nitida и др. Все эти виды чаще всего произрастают на илистом грунте, реже на песчаном. Наиболее крупные площади мангры занимают в лагунах Ялтепек и Югуилиско, в вершине залива Фонсека, в дельте Рио-Чирики, в заливах Маонтихо и Парито, в бухте Сан-Мигель.

Как уже было отмечено, значительные по протяжению участки побережья занимают горные массивы, круто спускающиеся к океану и образующие абразионные берега. На северо-западе, в пределах Сальвадора, протяженность абразионных берегов невелика. Здесь два абразионных участка общей протяженностью 75 км, приуроченные к горным массивам Бальзам и Юкуараи с высотой 800—1400 м. Эти массивы спускаются к океану в виде наклонных плато (уклоны поверхности не превышают 2,5—3°), край которых срезан океаном, в результате чего образовались почти отвесные клифы высотой от 2—3 до 25 м (чаще всего 7—12 м). Клифы вырабатываются в вулканических породах (туфы, туфобрекчии, андезиты). Благодаря тому что эти породы весьма различны по своей сопротивляемости размыву, береговая линия в плане имеет зубчатый характер.

Абразионные бухты шириной до 100 м чередуются с выступающими мысами, чаще всего приуроченными к выходам оливиновых базальтов. Гиерлоф-Эмден отмечает весьма характерную особенность абразионных участков: все мысы имеют асимметричное строение, так как срезаны значительно больше с юго-юго-восточной стороны, откуда приходят преобладающие для этого побережья волны.

Однако абразионную деятельность волн нельзя назвать интенсивной. Основания клифов закрыты крупными обломками и глыбами, часто перед клифами располагаются выровненные поверхности бенчей, защищающие их от размыва. Ширина бенчей редко превышает 40 м, а обычно колеблется между 5 и 35 м. Наклон их поверхности от 1 до 6° и зависит от угла падения туфогенных пород, участвующих в строении берега. Таким образом, бенчи частично являются структурными образованиями. Очень редко они спускаются ниже уровня отлива, чаще заканчиваются уступом высотой до 0,5 м, в основании которого вырезаны волноприбойные ниши. Бенчи, как правило, имеют очень неровную поверхность: здесь много выступов, останцов, небольших валов, желобов, трещин.

На поверхности клифов и бенчей происходит интенсивное химическое выветривание. Мощная красноцветная кора выветривания покрывает верхние части клифов и недоступные для волн приподнятые участки бенчей. В

настоящее время выветривание — более интенсивный процесс разрушения берега, чем абразия.

Между мысами располагаются многочисленные абразионные бухты, заложенные по тектоническим депрессиям и выходам малоустойчивых к абразии горных пород или приуроченные к долинам рек. В бухтах у подножий отмерших клифов обычно располагаются песчано-галечные пляжи шириной до 20, а иногда до 50 м. По мнению Гиерлоф-Эмдена, возраст отмерших клифов не превышает тысячи лет.

Довольно крупные, далеко вторгающиеся в сушу заливы юго-восточной части побережья заложены по тектоническим линиям, пересекающим горы Центральной Америки. Залив Фонсека лежит на продолжении хорошо выраженной в рельефе тектонической впадины, протянувшейся поперек перешейка от Карибского моря до побережья Тихого океана. В пределах залива прослежено несколько тектонических разломов.

Несомненно, тектоническое происхождение имеют и другие крупные заливы этой части побережья. Большинство заливов мелководны (глубины до 30 м); вершины их заняты разветвленными выдвинутыми дельтами. Берега на значительном протяжении образованы склонами вулканов, а по акватории нередко разбросаны острова вулканического происхождения. В заливе Фонсека, например, по западному берегу тянется склон влк. Конкагуа. Желоб глубиной 35—40 м отделяет склон от группы небольших вулканических островов. Большая группа таких островов располагается и в центральной части Панамского залива.

На полуостровах, разделяющих заливы, берег, как правило, абразионный, зубчатый. У оконечностей мысов глубины достигают 50—100 м, в то время как в небольших абразионных бухтах изобата 20 м отходит от берега на 3—5 км. В этих бухтах прослеживаются широкие пляжи, а иногда их берега окаймляются довольно широкими осушками.

Особенно большой ширины осушка достигает на берегах Панамского залива, где в некоторых бухтах она имеет ширину около 3—4 км. Абразионные берега в целом имеют такой же характер, как и в северо-западной части Центральной Америки, на побережье Сальвадора. Клифы достигают значительной высоты только на оконечностях далеко выдвинутых в океан мысов. Нередко их подножия окаймляются широкими площадками бенчей. Хорошо выражены бенчи на о-вах Панамского залива и о. Койба. На одном из участков этого острова (в заливе Бахайя-Дамае) бенч имеет ширину 3,5 км и тянется вдоль берега на 15 км. Естественно, что при такой ширине бенчей абразионные формы выше уровня прилива отмирают. На некоторых участках край бенчей обрывается крутым уступом, уходящим на глубину 10—20 м.

На аккумулятивных участках побережья сформировались берега с отмелым подводным склоном, достигшим профиля динамического равновесия. Выброс материала со дна, когда-то очень интенсивный, замедлился. Видимо, на берег выбрасываются лишь наносы определенной крупности, поступившие из рек в период дождей. Размыв берегов также в настоящее время резко замедлился в результате возникновения вдоль контура абразионных участков поднятых бенчей и подводных террас. Повсеместно отмечается отмирание клифов. В то же время для побережья характерно заполнение наносами рек акваторий лагун и глубоко врезанных в сушу заливов, образование выдвинутых дельт. Последнее в свою очередь ведет к более широкому расселению мангров.

Шельф вдоль побережья Центральной Америки имеет значительную ширину (до 120 км) в районе заливов Панамского и Теуантепек. Между ними он сужается до 50 км. Рельеф шельфа довольно сложен. Здесь встречаются округлые возвышенности, являющиеся, видимо, подводными вулканами; целый ряд каньонов прорезает материковую отмель и склон. Они начинаются от глубины 35—40 м и заканчиваются на глубинах более 2000 м.

На горных участках побережья Центральной Америки преобладает локальный тип размещения населения. На прибрежных низменностях население тяготеет к океану и портам. В целом на побережье встречаются и вовсе не заселенные участки [Тихий океан. 1981]. Страны, занимающие тихоокеанское побережье Центральной Америки, — Гватемала, Гондурас, Никарагуа, Коста-Рика, Сальвадор, Панама — входят в группу экономически слаборазвитых стран Латинской Америки. По уровню экономического разви-

тия выделяется Мексика, о которой было написано в предыдущем разделе.

В странах побережья Центральной Америки в основном получила развитие аграрно-сырьевая специализация. В этих странах главный природный ресурс — щедрая земля, позволяющая в некоторых районах выращивать по два-три урожая в год и содержать стада крупного рогатого скота.

Хотя прибрежные воды, входящие в зону апвеллинга, располагают богатыми рыбными ресурсами, рыболовство в странах Центральной Америки получило малое развитие.

Экономика большинства стран региона специализируется на двух-трех культурах плантационного сельского хозяйства: хлопок (Гватемала, Сальвадор, Никарагуа), какао (Никарагуа), бананы (Гватемала, Гондурас, Панама), кофе (Гватемала, Сальвадор, Никарагуа).

Промышленность прибрежных стран также имеет одностороннее развитие — преобладают предприятия по первичной обработке сельскохозяйственной продукции. Основными портами тихоокеанского побережья стран региона являются: Акахутла (Сальвадор), специализирующийся на вывозе кофе, хлопка, сахара, имеющий грузооборот около 2 млн т/год; Коринто, который, будучи основным портом Никарагуа, специализируется на вывозе кофе и сахара. Грузооборот этого порта менее 1 млн т/год. Заметную роль в экономическом развитии Центральной Америки играют более мелкие порты: Чемперико и Сан-Хосе (Гватемала), Ла-Уньон (Сальвадор), Амапала (Гондурас), Сан-Хуан-дель-Сур (Никарагуа), Пунтаренас и Гольфито (Коста-Рика), Пуэрто-Армуэльес (Панама). Грузооборот некоторых из этих портов достигает 500 тыс. т/год. Однако большинство из них плохо оборудовано, и доставка грузов в эти порты осуществляется на лихтерах.

Большое значение для стран Центральной Америки имеет Панамский канал — важнейший международный транспортный путь. Канал был открыт в 1920 г., хотя его сооружение началось в 1904 г. на основе неравноправного панамо-американского договора, по которому вся власть в зоне действия канала принадлежала США. По новому договору 1978 г. канал должен перейти под полный суверенитет Панамы к 2000 г. До этого срока будет производиться поэтапная передача канала под юрисдикцию Панамы. Этот договор удалось заключить в результате длительной борьбы панамского народа против незаконного господства США над частью территории суверенной Панамы.

Длина Панамского канала, соединяющего Тихий океан с Атлантическим, около 82 км. Минимальные глубины в канале при отливе 12,6 м. Среднесуточная пропускная способность канала 35 — 40 судов. В настоящее время канал не способен пропускать крупные океанские суда, и возможности его модернизации ограниченны. Сейчас существует несколько проектов нового канала через Панамский перешеек, способного обеспечить кратчайший путь из Тихого океана в Атлантический самым крупным современным судам.

Раздел 6

ТИХООКЕАНСКИЕ БЕРЕГА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Общие сведения о регионе

Берега Южной Америки по простоте своих очертаний могут сравниться лишь с берегами Африки. Особенно простой контур (исключая лишь самую южную часть материка) имеет Тихоокеанское побережье. Длина его береговой линии около 9 тыс. км. Это типичные продольные берега, конфигурация которых полностью предопределена одной из величайших горных систем мира — Андами. С этим грандиозным горным сооружением связана вся история развития и современный рельеф побережья Южной Америки.

Для тектонического строения и развития Анд характерна продольная зональность. С запада на восток выделяются две зоны: береговая равнина, простирающаяся вдоль Тихого океана в пределах Колумбии и Эквадора и выраженная на небольших участках в Перу и Чили, и параллельная береговой равнине зона Берегового хр. Последний на юге континента от г. Вальпараисо до Огненной Земли непосредственно подходит к океану, и его западный склон срезается береговой линией.

Структура Анд обусловлена тектоническими движениями, начавшимися в мезозое и продолжавшимися в кайнозое [*Хаин*. 1971; Энциклопедия региональной... 1980]. Сильные землетрясения, часто происходящие в пределах Анд, и извержения вулканов в Колумбии, Эквадоре и южных районах Чили свидетельствуют о том, что тектоническая деятельность продолжается и по сей день.

Поперечными разломами Анды разделяются на несколько сегментов. Непосредственно на побережье В. Е. Хаиным [1971] выделены 4 таких сегмента. Разрывная тектоника играет большую роль в образовании береговой линии континента. Современный берег Тихого океана своей конфигурацией во многом обязан системе крупных и мелких тектонических разломов, в частности они определяют современную морфологию Огненной Земли и рисунок фиордового побережья Чили.

На тихоокеанской окраине Южной Америки, как нигде на нашей планете, весьма контрастно сочленяются тонкая океаническая кора, ограниченная сложно построенным глубоководным желобом с очень мощной континентальной корой, на которой построено одно из высочайших горных сооружений (выс. до 6,5—7 км). По многим признакам — расположению очагов магматизма и вулканической деятельности, орографии, металлогенической зональности и др. — окраина Южной Америки является типичной зоной Беньофа, т. е. зоной «подсасывания» океанической литосферной плиты под континентальную. Возможно, что с этим процессом связаны все проявления тектоники при образовании структур побережья.

Известное значение для формирования берегов Южной Америки имело четвертичное оледенение. Количество оледенений на материке не установлено. Четко выделены две эпохи оледенения, разделенные хорошо выраженным межледниковьем [*Auer*. 1956, 1958]. На юге оледенение было покровным, и ледниковый щит мощностью до 3 км в фиордовых районах Чили перекрывал шельф до глубины 100 м. На север оледенение доходило до 40° ю. ш. Севернее ледники занимали обширные пространства гор, спускаясь ниже современных глетчеров на 1000—1200 м. В приэкваториальной части континента во время оледенений в условиях довольно жаркого и влажного климата происходил размыв горных склонов, что обусловило вынос большого количества обломочного материала к океану, образование вдоль западного склона Анд обширной береговой равнины, сложенной аллювиальными, озерными, флювиогляциальными отложениями. Особенно много выносилось обломочного материала в периоды интенсивного таяния ледников.

Следует отметить, что современные климатические условия побережья также характеризуются резкими контрастами в увлажнении разных районов. Колумбийское и Южно-Чилийское побережья получают от 2000 до 5000 мм осадков в год, т. е. это сильно увлажненные районы. В то же время на побережье Южной Америки располагается одна из самых сухих областей земного шара. В центральной части побережья, между 7 и 27° ю. ш., выпадает в год менее 100 мм, а в иных местах менее 50 мм осадков. Зарегистрированы пункты, где в год выпадает в среднем 1 мм осадков (метеостанция Икике). Засушливость этой территории связана с тем, что она лежит на восточной периферии Южнотихо-

океанского антициклона. Относительно холодный нижний слой пассатного воздуха, двигаясь на север над холодным Перуанским течением, при нагревании удаляется от точки насыщения. Он становится еще более сухим при проникновении на хорошо нагретую сушу.

Южная Америка очень богата полезными ископаемыми. Многие из месторождений имеют мировое значение: это крупнейшее в мире месторождение изумрудов в Колумбии, месторождения меди в Чили и Перу, серебра в Перу. Кроме того, в прибрежных странах Южной Америки добываются свинец, цинк, золото, ванадий, висмут, вольфрам, марганец, хром, железная руда и др. Единственный на западном побережье Южной Америки нефтегазоносный бассейн находится в пределах Эквадора и Перу. Добыча нефти и газа ведется как на суше, так и на шельфе.

Вдоль побережья расположен важный международный район активного рыболовства (промысел анчоуса и тунца) и сбора естественного удобрения — гуано [Тихий океан. 1981]. Узкая прибрежная полоса океана в зоне Перуанского течения отличается очень высокой рыбопродуктивностью — здесь вылавливается около 8% мирового улова.

Страны тихоокеанского побережья Южной Америки — преимущественно аграрные, с развитой горнодобывающей и рыбной промышленностью.

Западное побережье Южной Америки можно разделить на следующие области, отличающиеся друг от друга как по рельефу, так и по процессам, происходящим в береговой зоне: северная увлажненная часть побережья в пределах Колумбии и Эквадора; центральная засушливая часть — в пределах Перу и Северного Чили; побережье от 29°30′ ю. ш. до о. Чилоэ, расположенное в зоне субтропического климата; южное побережье Чили, отличающееся влажным умеренным климатом, — одна из величайших фиордовых областей мира.

Тихоокеанские берега Колумбии и Эквадора

Северная часть побережья — от Панамского канала до южных границ Эквадора — располагается в зонах влажной экваториальной гилеи и тропической саванны. В рельефе побережья резко различаются горные и низменные части. Последние занимают южную часть Колумбии и берега залива Гуаякиль. На Колумбийской прибрежной низменности находится бесчисленное количество рек и речек, спускающихся с Анд или берущих начало здесь же. Все реки полноводны и почти не меняют уровня. Большая влажность способствует пышному развитию тропической растительности по всей низменности.

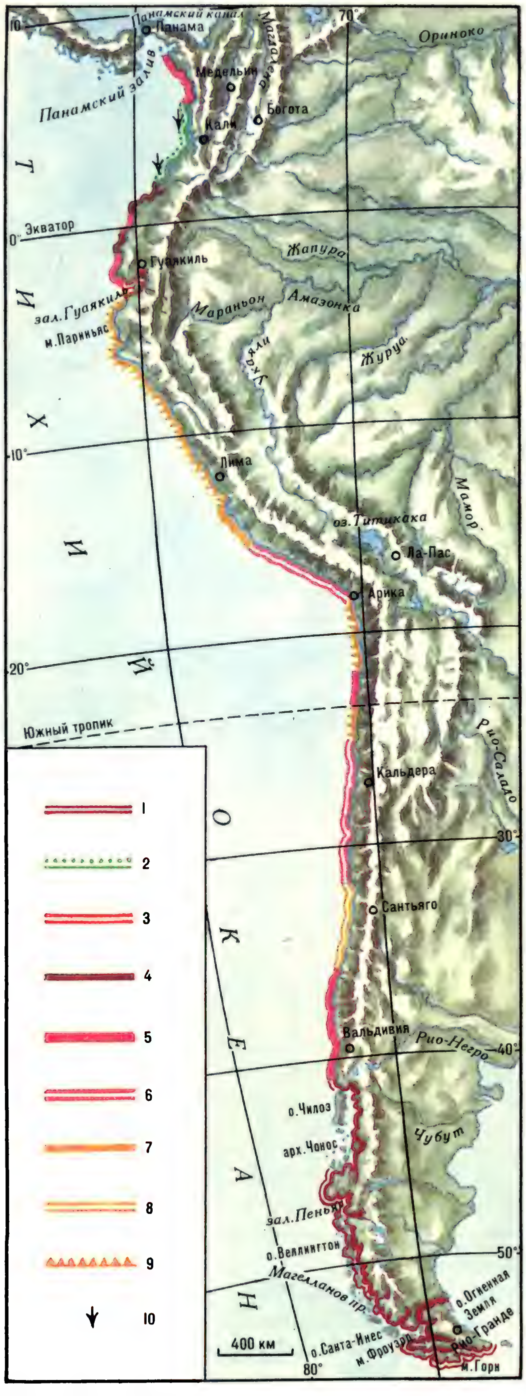
Фундамент низменности перекрыт третичными морскими отложениями, на которых залегают современные осадки, представленные продуктами смыва коры выветривания. В результате постоянных дождей современные отложения буквально насыщены водой, и низменность на больших пространствах представляет собой сплошные топи и болота.

В районе залива Гуаякиль также расположены многочисленные реки, большинство которых собирается у устья в одну — Гояс, поставляющую большое количество наносов. В отличие от Колумбийской низменности в этом районе год распадается на два сезона — дождливый и сухой, причем в первый период (январь — апрель) выпадает почти 300 мм осадков из 976 мм. В эти месяцы низменность почти полностью затопляется.

Колумбийское побережье характеризуется пышным развитием мангровой растительности. Пожалуй, лишь окаймленные манграми берега Зондского архипелага могут соперничать по площади распространения и видовому разнообразию с мангровыми болотами и лесами Колумбии. Ее низкие аллювиальные берега, окаймленные песчаными пляжами, простираются вдоль океана более чем на 700 км. Мангровые болота занимают полосу шириной от 2 до 15 км.

Мангровое побережье Колумбии можно разделить на четыре географических пояса, вытянутые вдоль океана: отмелое взморье перед берегом; песчаные и аккумулятивные формы; мангровые солоноватые болота; пресноводные болота и топи [*West*. 1959]. За поясом болот начинаются влажные экваториальные леса.

Внешний пояс подводного склона Колумбии, так же как и залива Гуаякиль, отличается большой сложностью рельефа. Здесь обширные пространства илистых равнин чередуются с илистыми же банками, отдельными песчаными отмелями, барами против



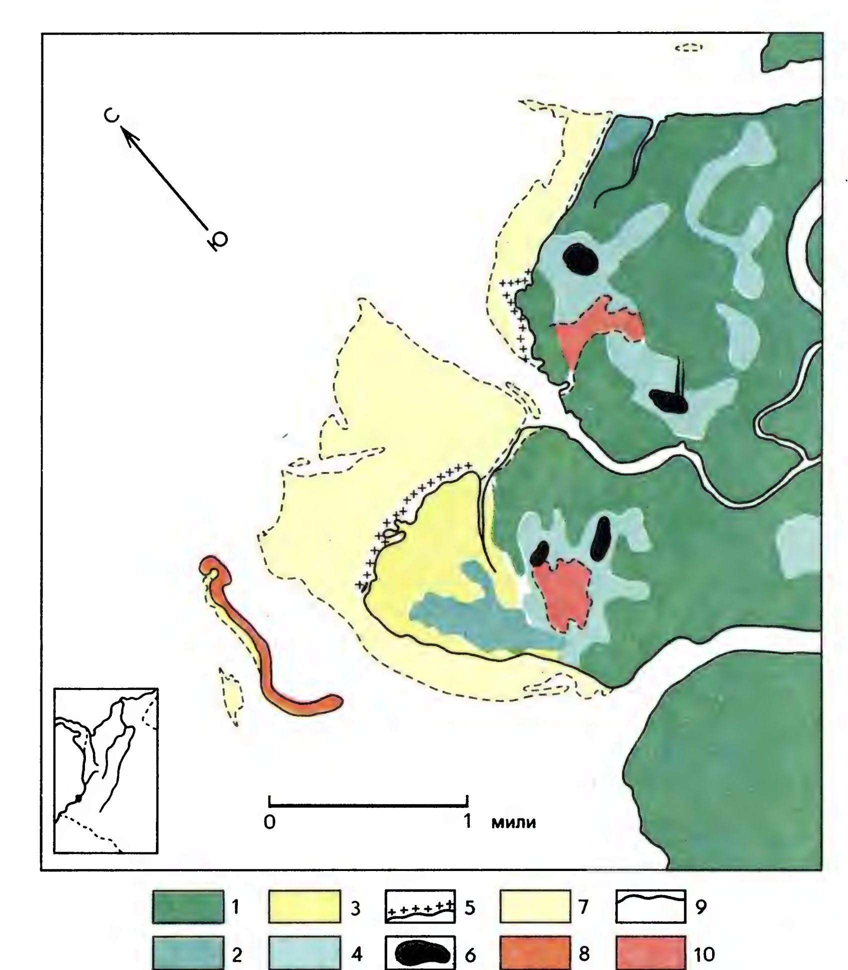
Типы берегов Южной Америки [Берега Тихого океана. 1967]. **А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем.** I. Первично расчлененные берега: 1 — ледниково-тектонического расчленения (фиордовые и фиардовые). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 2 — аллювиальных равнин; III. Биогенные берега: 3 — мангровые; IV — 4 — абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** V. Выравнивающиеся берега: 5 — абразионно-бухтовые, 6 — абразионно-аккумулятивные бухтовые; VI. Выровненные берега: 7 — абразионные, 8 — абразионно-аккумулятивные, 9 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой). 10 — Мангры

устьев рек. Верхняя часть этой зоны на многих участках представлена приливной осушкой шириной до 3—4 км. В целом подводный склон, особенно в верхней части, очень отмелый: глубины очень неровно и медленно нарастают в сторону океана, изобата 5 м на некоторых участках отходит от берега на 5—7 км. Правда, ниже уклон увеличивается, и десятиметровая изобата проходит от берега на расстоянии 8—10 км, т. е. почти рядом с пятиметровой. Дальше уклон еще более увеличивается, и подводный склон переходит в крутую материковую отмель.

Примерно 45% колумбийских мангровых берегов окаймляются песчаными пляжами. Последние отсутствуют лишь в заливах и эстуариях, защищенных от волнового воздействия. Пляжи и аккумулятивные формы образуются из материала, выносимого многочисленными реками. Под действием преобладающих юго-западных ветров волнение перемещает вдоль берега большие массы ила и песка и строит аккумулятивные береговые формы.

Большую роль в формировании рельефа обеих внешних зон побережья играют приливо-отливные течения. Колумбия характеризуется наибольшими амплитудами приливов на восточном побережье Тихого океана: 3,5—4 м в сизигию. Во время высоких приливов морская вода заливает осушки на 2—7 км, а по рекам проходит на 10—15 км. За полосой аккумулятивной суши приливные каналы на многих участках побережья сливаются с параллельными береговой линии узкими лагунами, которые образуют почти непрерывный водный путь вдоль побережья. По приливным каналам разносится в основном тонкий ил. Однако приливные течения несут и песок, который отлагается в виде островков и гряд, возвышающихся над уровнем низменности. На некоторых из них отмечены следы древних береговых линий.

Зона мангровых лесов отделена от океана широким мелководьем и песчаными пляжами, или барами. Только в укрытых от волне-



Мангровое побережье Колумбии [*Weet.*1959]. 1 — влажные тропические леса, 2 — мангровые солоноватые болота, 3 — песчаное аккумулятивное прибрежье с дюнами, 4 — пресноводные болота и топи, 5 — мангры на осушке у берега, 6 — коренные останцы, 7 — осушка, 8 — аккумулятивные формы, 9 — береговая линия и пляжи, 10 — низкая морская терраса

ния заливах и эстуариях мангры непосредственно спускаются к океану. Внутреннюю часть этой зоны пересекает система коротких извилистых каналов, которые, как и лагуны, называются здесь «эстерос». Во время высоких приливов каналы переполняются, и морская вода растекается по окружающим заболоченным пространствам.

Прибрежные леса Колумбии состоят в основном из больших деревьев и относятся к так называемым «высоким манграм». Основными видами растительности «высоких мангров» являются красные мангры [Rhizophora brevistila; Rhizophora samocnsis]. Деревья этих видов достигают высоты 30 м и имеют диаметр ствола более метра.

Заросли черных (Avicenja) и белых мангров (Conocarpus) носят название «низкие мангры». Последние менее притязательны к условиям жизни, и поэтому в Колумбии они поселяются в местах повышенной солености, на почвах, имеющих примесь песка, т.е. там, где не могут жить красные мангры. Черные мангры чаще всего первыми начинают осваивать пространства дна лагун и морских отмелей [Берега Тихого океана. 1967].

На Колумбийском побережье и в заливе Гуаякиль мангровая растительность находит наиболее благоприятные условия для своего развития. Здесь температура самого холодного месяца равняется 23—25°, а самого теплого 25—27°, т. е. различий в среднемесячных температурах почти нет.

Заросли мангров расширяются при выдвижении береговой линии в результате аккумуляции ила и нарастания осушек. Заросли следуют за нарастающим берегом, сохраняя определенную дистанцию до зоны разбивания

волн. Никогда мангры не поселяются на открытых участках берега, мысах, барах. Напротив, при отступании берега, его размыве волны немедленно разрушают заросли мангров, и лес постепенно отступает впереди береговой линии. Таким образом, в динамике береговой зоны мангры играют пассивную роль — главное значение для формирования рельефа береговой зоны Колумбии имеет огромный вынос материала с суши и перераспределение его волнами по подводному склону.

В целом береговая линия Колумбийской низменности сильно изрезана и образует несколько мелководных заливов: Купика, Коки и Буэнавентура. В последнем расположен единственный крупный порт Колумбии на Тихом океане, обеспечивающий 80% экспорта кофе страны. В городе Буэнавентура проживает 115 тыс. жителей, грузооборот порта менее 0,5 млн т/год.

В заливе Гуаякиль также расположен одноименный порт (население свыше 814 тыс. человек). Гуаякиль — самый крупный порт Эквадора. Он доступен для крупных океанских судов и имеет причальный фронт около 1 км. Через этот порт проходит 70% экспорта (какао, кофе, бананы, рис и др.) и 90% импорта страны. Грузооборот порта свыше 2 млн т/год.

На побережье Колумбии и Эквадора имеются горные участки, в пределах которых береговая зона имеет совершенно иной, чем на остальном побережье, характер. На севере региона у самого берега простирается невысокое горное поднятие Кордильера-де-Чоко, сложенное метаморфизованными породами и габбро. Высота хребта 1000—1800 м. Горы обрываются к океану сбросовыми ступенями, образуя типичный абразионный берег, изрезанный мелкими бухтами и заливами. Глубины на этом участке достигают 100—150 м в 3—5 км от берега.

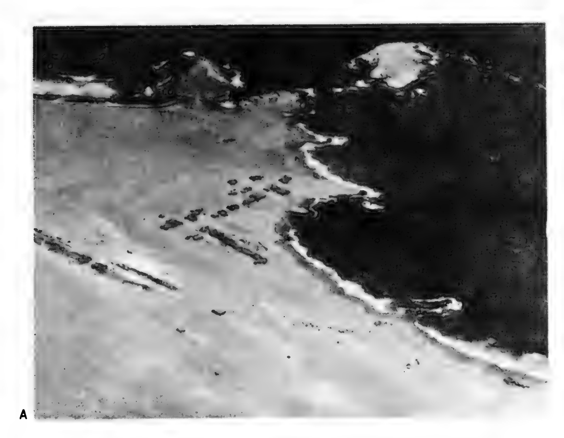
Второй горный участок расположен к северу от залива Гуаякиль. Здесь к побережью подходит невысокая горная гряда Кордильера-Колонче. Береговая Кордильера распадается на многочисленные купола высотой до 700 м, сложенные филлитами, сиенитами, диоритами, которые перекрыты чехлом меловых и нижнетретичных отложений, представленных песчаниками, иногда слабосцементированными, известковистыми глинистыми сланцами, ракушечными известняками.

Берег в этом районе большей частью абразионный. Береговая линия очень неровна — выступающие в океан останцовые массивы располагаются между пологовогнутыми бухтами. На мысах у подножия клифа прослеживаются скалистые бенчи, навалы глыб, подводные камни и кекуры. Например, у м. Пасадо скалистый бенч достигает ширины 350 м. Его подножие окаймлено осушкой шириной до 200 м. Однако в пределах описываемого района есть и приглубые участки, где глубина 10 м и более наблюдается под берегом. В широко открытых бухтах между мысами осушка прослеживается всюду, и песчаный подводный склон отличается большой отмелостью. В целом об этом участке можно сказать, что абразия берега в настоящее время малоэффективна и проявляется лишь на отдельных мысах. Большая часть береговой линии окаймляется бенчами и грядами подводных камней и кекуров на мысах, осушками и зоной мелководья — в бухтах.

Берега Перу и Северного Чили

Южнее залива Гуаякиль начинаются обширные пространства пустынь, развитые на морских неогеновых породах, которые перекрыты маломощным четвертичным покровом. В этой области исчезают лагуны, лиманы, прибрежные болота с зарослями мангров, отсутствуют эстуарии и реки со значительными дельтами. Большинство рек области, исключая время половодий, заканчиваются, не достигая океана. Их воды испаряются, просачиваются в почву или разбираются на орошение.

Пустыни и полупустыни вдоль берега Южной Америки тянутся до 27—29° ю. ш. Исключительная сухость этого района накладывает отпечаток на рельеф побережья. В основном это полого наклоненная к морю почти лишенная растительности местность, вытянутая между океаном и горными цепями Анд. На севере Перу (до 8° ю. ш.) Анды особенно далеко отходят от океана, и ширина низменной равнины достигает 130—150 км. Южнее (13—15° ю. ш.) равнина становится уже — 30—50 км. В этом районе отроги Анд и отдельные горные массивы местами подходят к берегу.



А

Наклонная прибрежная равнина на побережье Перу [*Johnson*. 1930]

Б

В

Небольшие порты на побережье Южной Америки

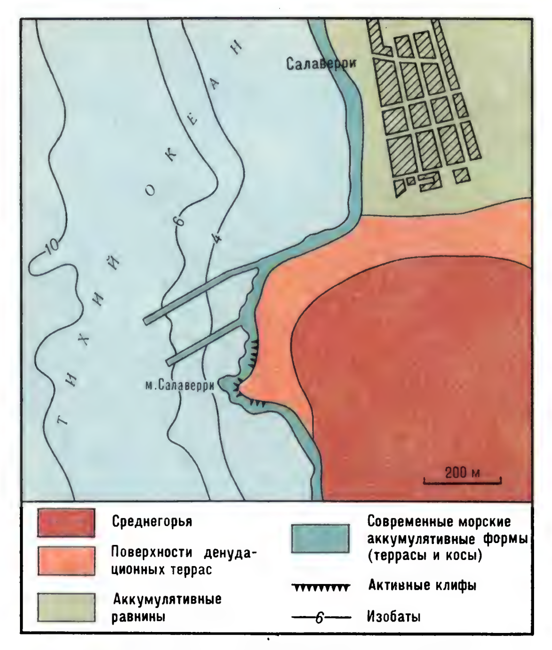
К таким возвышенностям относятся, например, горы Хурикангана (15° ю. ш.). Этот горный массив поднимается более чем на 1700 м. Морфологически он выражен в виде изолированных останцовых гор, вытянутых в северо-восточном направлении под углом к горным цепям Анд, и делит предандийскую береговую равнину этого района на две части. К океану массив обрывается высоким (до 100 м) крутым уступом. Он сложен древними породами гранитного типа, в то время как окружающая равнина и холмы — молодыми эффузивами, третичными и четвертичными осадочными отложениями.

Южная часть области на большом протяжении образована плато высотой до 1000 м, отделенным от океана хорошо очерченной продольными тектоническими нарушениями системой береговых гор. В плато, так же как и в склоны гор, врезаны абразионные террасы, ступенями спускающиеся к океану. У подножия плато прослеживается узкая низменная полоса, начинающаяся севернее устья р. Капьяно и простирающаяся далее на юг (льяносы Кальдера и Овалье).

Побережье центральной части Южной Америки на картах мелкого масштаба выглядит удивительно ровным, а его рельеф — однообразным. Однако это далеко не так. Меньшую часть протяжения береговой линии составляют абразионные участки, на большей же части побережья развиты примкнувшие аккумулятивные формы: пляжи и террасы, прислоненные к отмершим клифам. Свободные аккумулятивные формы здесь не встречаются. Это связано с тем, что вдольбереговые перемещения обломочного материала на подводном склоне, по-видимому, отсутствуют, хотя предпосылки к существованию потоков наносов имеются.

Берег этой части Южной Америки находится под постоянным воздействием волнений, приходящих с юго-запада. Конфигурация береговой линии такова, что волны подходят с этого направления к суше под острым углом. Просматривая крупномасштабные карты побережья, можно видеть, что у мысов и портовых сооружений, выдвинутых далеко в океан, углы береговой линии с наветренной стороны не заполняются, что также свидетельствует об отсутствии потоков наносов вдоль берега.

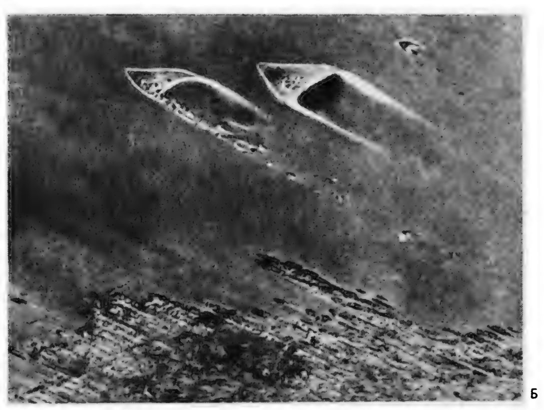
Проходя над широкой зоной верхней части шельфа, длиннопериодные волны зыби (дл. волны 120—150 м, период 16—20 с) деформируются далеко от берега, изгибают свой фронт и подходят к суше почти по нормали. В результате этого вдольбереговых перемещений наносов в приурезовой полосе может и не происходить. Крупная зыбь, зарождающаяся в штормовом поясе Южного океана, вызывает на побережье почти не прекращающийся

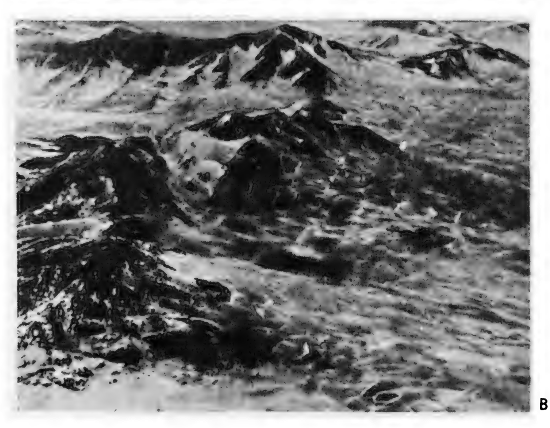


Картосхема берега в районе мыса Салаверри [Берега Тихого океана. 1967]

прибой. Сильный прибой определяет, по-видимому, исключительную интенсивность процессов поперечного движения наносов и способствует выработке профиля равновесия подводного склона. Уклоны последнего (0,01—0,005) малы по отношению к крупной зыби. Она начинает деформироваться и разворачиваться фронтом к берегу над глубинами 50—70 м, а уже с глубины 20—25 м приводит в движение песчаные частицы, которые перемещаются к берегу и выбрасываются к урезу, где из песка формируются мощные аккумулятивные примкнувшие формы. Преобладание поперечного перемещения наносов над продольным вообще весьма характерное явление на открытых океанских берегах. Это явление было подробно проанализировано для целого ряда районов Мирового океана [*Каплин*. 1973].

Однако уклоны подводного склона побережья достаточно велики по отношению к короткопериодным волнам, которые генерируются местными ветрами с северо-запада. Эти волны деформируются на меньших глубинах и почти не испытывают рефракции при подходе к берегу. Видимо, действием местных волнений с северо-запада, которые в данных условиях в отличие от длиннопериодной зыби способны перемещать наносы вдоль берега, можно объяснить весьма странный на первый взгляд факт незначительного заполнения наносами вогнутостей с северо-западной и северной сторон мысов и сооружений.





Миграция песка от берега океана в сторону Центральных Анд [*Johnson*. 1930]. Песок, поступающий со дна и приливной осушки, ползет вверх по береговому склону и клифу (А). На поверхности плато из песка формируются дюны, двигающиеся с юго-запада на северо-восток (Б). Песок достигает центральной части Анд, заполняя неровности рельефа (В)

А

Б

Морские террасы на побережье Перу. Город Мольендо (А) и рыбацкий поселок (Б) расположены на 20-метровой террасе. На втором плане — поверхность и уступ 50-метровой террасы [*Johnson, Rich.* 1930, 1942]

Порт у м. Салаверри, например, построен именно с тем расчетом, чтобы избежать заносимости с севера. Однако волнения с севера и северо-запада очень редки, и поэтому перемещения наносов вдоль берега не носят массового характера.

Благодаря постоянному поступлению песка с подводного берегового склона к урезу на многих участках произошло расширение пляжей до широких аккумулятивных береговых террас. На поверхности этих террас, а также на плато и низменностях встречаются мощные дюнные массивы. Дюны Перу под воздействием пассатных ветров движутся по поверхности низменностей и плато в сторону Анд. Скорость движения дюн по наклонному плато в районе города Мольендо, например, достигает 4—48 м/год [*Firikel.* 1959]. В Северном Чили дюны перемещаются по неровной поверхности террас по двум главным направлениям ветров, дующих с юго-запада и юго-юго-запада [*Segerstrom.* 1962]. На своем пути дюны заносят все неровности рельефа и, подступая к предгорьям Анд, наползают на отроги горных цепей, находящиеся на высоте более 1000 м.

Пески дюн имеют морское происхождение и по минералогическому составу отличаются от коренных пород суши [*Finkel.* 1959; *Segerstrom.* 1962]. Этот песок поступает с пляжей и

с поверхности поднятых морских террас. Сегерстром подсчитал, что в результате дефляции поверхности этих террас общий их уровень за голоцен мог снизиться более чем на 30 м.

Однако основная масса песка, по-видимому, поступает с подводного берегового склона. Со дна песок поступает на осушки и пляжи. Отсюда песок подхватывается ветром и переносится на склоны прибрежных плато, заполняя все неровности рельефа: русла склоновых потоков, желоба осыпания, тектонические расщелины и т. п. По склонам под действием постоянных ветров песок ползет вверх до вершины и переваливает через нее на поверхность плато, где из него формируются барханы. Последние продолжают движение в глубь суши, к предгорьям Анд. Весь этот процесс хорошо прослеживается по аэрофотоснимкам Г. Джонсона [*Johnson*. 1930] и Дж. Рича [*Rich*. 1942], сделанным вдоль побережья Перу и Чили.

В настоящее время поверхности террас прибрежной равнины на многих участках оголены, и песок сдвинулся к Андам. Образно говоря, песок «возвращается» от океана в горы. Дело в том, что в плейстоцене, особенно в ледниковые и поздне-послеледниковые периоды, в результате интенсивного размыва склонов с поднимающихся горных цепей Анд в океан были снесены огромные массы песка, которые отлагались на шельфе. Шельф в эти периоды благодаря гляциоэвстатической регрессии был осушен и представлял собой широкую предгорную равнину. В результате таяния ледников северного полушария уровень океана поднимался, трансгрессия затапливала шельф, волны в ходе выработки профиля равновесия подводного берегового склона на определенном этапе развития береговой зоны перемещали песок к берегу и строили аккумулятивные береговые формы. Этот процесс особенно интенсивно происходил после таяния последнего оледенения. В современный период после замедления фландрской трансгрессии на побережье Южной Америки стало проявляться новейшее тектоническое поднятие континента. Это еще более интенсифицировало процесс перестройки подводного склона и массового движения песка со дна к берегу.

Береговая линия имеет ряд неровностей. Ее изрезанность обусловлена выдвижением в океан отдельных горных массивов, между которыми заключены открытые береговые дуги. Нередко встречаются участки, где береговая линия приобретает мелкую, довольно сложную зубчатую расчлененность. Подобных участков больше всего в средней части побережья, в пределах 14—20° ю. ш., где берег часто образован клифами высотой более 100 м. У подножия таких клифов пляжи очень редки, но встречаются осушки шириной 100 и более метров.

Берег на горных участках в основном остается отмелым. Глубины около 10 м наблюдаются в непосредственной близости от берега только у окончания некоторых мысов. Между мысами на прямых участках уклоны подводного склона до глубины 10 м равняются 0,01—0,02. Вследствие отмелости берега клифы на многих участках не активны.

На побережье описываемой области, а также и в других районах тихоокеанского побережья Южной Америки хорошо прослеживаются поднятые древние береговые линии. Наиболее молодой береговой линией является хорошо заметный на некоторых участках ракушечный вал, вытянутый параллельно современному пляжу. От современной береговой линии он отстоит на 8 км и поднят на высоту 9 м (район южнее города Талара). Определения возраста этого вала по радиоуглероду показали, что его возраст 3—4 тыс. лет [*Richards, Broeker*. 1963]. Однако голоценовая терраса выражена не только в виде ракушечного вала, но и как серия береговых валов или абразионных ступеней. Д. Херм и Р. Паскоф на севере и в Центральном Чили выделяют две голоценовые террасы высотой 2—7 и 5— 7 м. Первая сформировалась в первых столетиях нашей эры, вторая — 4 тыс. лет назад [*Herm, Paskoff*. 1964].

Более высокие террасы Южной Америки изучались многими исследователями [*Paskoff*. 1970, 1971]. Однако вопрос о количестве и их высотных отметках вызывает большие разногласия среди геологов. Дело в том, что на некоторых участках сохранился не весь спектр террас. Кроме того, из-за неравномерных дифференцированных тектонических движений одновозрастные террасы на разных участках бывают подняты на неодинаковую высоту. Например, В. Фуензалида с коллегами показали, что высокая плиоценовая тер-

раса в северных районах Чили располагается на высоте 250—400 м, а на юге — 170—200 м. Плейстоценовые террасы в северных районах прослежены на высотах 150—240, 60—130 и 30—40 м. С этими террасами на юге страны коррелируются соответственно береговые линии на высотных отметках 70, 20—28 и 8—10 м.

Таким образом, из приведенных данных по высотам террас наглядно видно, что амплитуда плейстоценовых поднятий была неодинаковой и уменьшалась с севера на юг.

Хотя, как видно из приведенного выше описания, побережье Перу не очень удобно для развития морского транспорта, все же этой стране приходится осуществлять внешнеторговые перевозки почти исключительно морским транспортом. Кроме того, для Перу большое значение имеет развитие рыбного промысла в чрезвычайно богатых рыбой прибрежных водах. Перу играет значительную роль в мировом рыболовстве, добывая более 3 млн т рыбы в год [Тихий океан. 1981]. Главный рыболовный порт и центр переработки рыбы — Пайта, где построен крупный перерабатывающий комбинат.

Самым большим портовым центром страны является Кальяо, где проживает около 300 тыс. человек. Этот порт входит в агломерацию со столицей страны Лима и обеспечивает более половины всей внешней торговли Перу. Порт расположен в одной из лучших гаваней тихоокеанского побережья Южной Америки и доступен практически для любых океанских судов, так как глубина под причалами достигает 11,2 м. Грузооборот порта 6 млн т/год.

Специально для вывоза концентрата железной руды оборудован порт Сан-Николас. Он способен принимать крупные рудовозы, так как глубина под причалами более 13 м. Грузооборот порта около 7 млн т/год. Порт, оборудованный для вывоза нефти, — Байовар способен принимать танкеры дедвейтом до 250 тыс. т.

Берега Центрального Чили

К югу одновременно с повышением влажности на побережье постепенно происходит переход от рельефа пустыни к рельефу гумидного климата. Центральная часть побережья Чили (от 29°30' ю. ш. до о. Чилоэ) имеет субтропический морской климат, похожий на климат Европейского Средиземноморья.

Береговая Кордильера вдоль берегов Чили имеет в целом зрелый сглаженный рельеф, но местами ее западный склон круто обрывается с высоты 500—800 м к океану. У подножия простирается расчлененная мысами и выступами береговой линии полоса прибрежной низменности, ширина которой достигает 25—30 км. Она нарастает благодаря большому выносу обломочного материала со склонов гор. Иногда встречаются морские террасы. Изредка, например в районе устья р. Игата, на низком аккумулятивном берегу прослеживаются гряды дюн.

Берег Чили до залива Релонкави абразионно-бухтовый. Значительные по протяженности участки зубчатого абразионного берега чередуются здесь с бухтами и заливами. К таким бухтам относятся, в частности, Корраль с городом Вальдивия на берегу и б. Вальпараисо, в которой расположен одноименный порт. Это важнейший порт Чили, через который проходит половина импорта страны. Причалы порта доступны для судов с осадкой до 13 м, грузооборот порта 2 млн т/год. К сожалению, порт лежит в бухте, доступной сильным волнениям. Более укрытой является гавань Талькауано в заливе того же названия, отделенном от океана длинной и узкой песчаной косой и п-овом Куиркуинча. Расположенный в заливе порт является центром рыболовства.

Кроме упомянутых портов Чили имеет еще несколько крупных портов, расположенных, правда, в пределах Северного Чили. Это порты Антофагаста, Уаско и Токопилья. Все три порта обслуживают в основном горнорудную промышленность страны, хорошо оборудованы и могут принимать рудовозы с осадкой 11—16 м. Антофагаста — основной порт по вывозу меди, медной руды, селитры (грузооборот около 1 млн т/год), Уаско специализируется на вывозе железной руды (грузооборот свыше 4,2 млн т/год), Токопилья — на вывозе селитры, медной руды, концентрата серы, йода.

Возвращаясь к описанию берегов Центрального Чили, нужно сказать, что на побережье хорошо развиты абразионные формы рельефа. Абразионные участки побережья часто довольно приглубы. У выступающих в

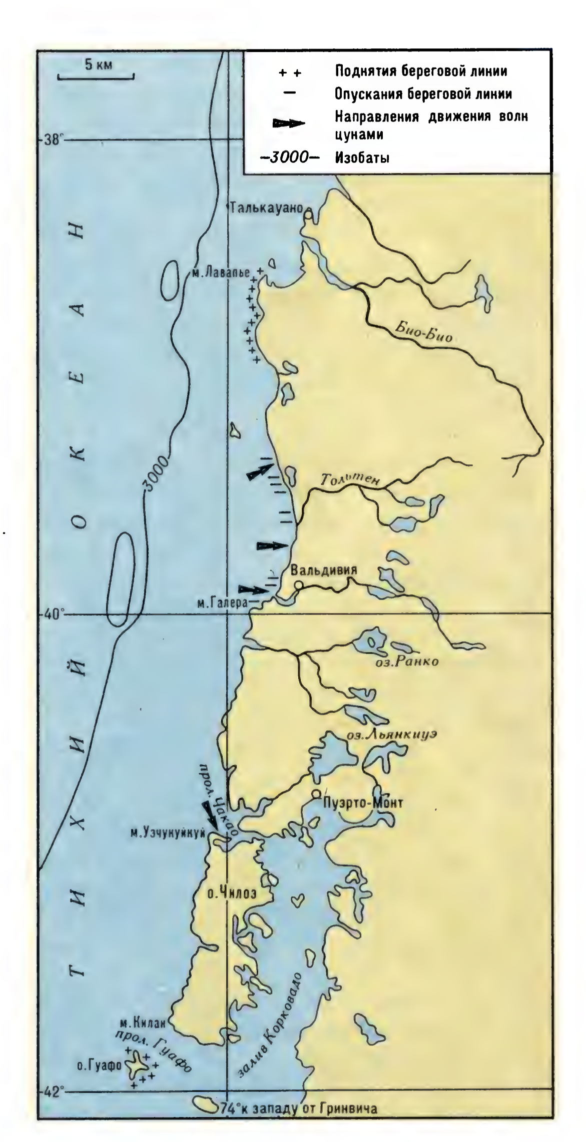
океан мысов глубины вблизи берега достигают 10 м и более. Подножия клифов нередко окаймляются грядами подводных скал и площадками скалистых бенчей. Ширина последних обычно не превышает 100 м, но иногда доходит до 300—350 м. Край бенчей обрывается к глубинам 10—15 м.

Между выступающими мысами в бухтах, приуроченных к устьям рек, берег, как правило, довольно отмелый. Выносы рек часто полностью заполняют вогнутости береговой линии, из них формируются многочисленные приустьевые бары и отмели. В то же время значительных по размерам свободных аккумулятивных форм на побережье нет. Наносы из-за большого количества выдвинутых в море мысов-непропусков не имеют возможности перемещаться вдоль берега. Аллювий, выносимый реками, остается в самих бухтах, и аккумуляция происходит локально в верхней части подводного склона и на пляжах. Аккумулятивные террасы достигают ширины 0,5 км и более и, видимо, имеют тенденцию к нарастанию. Их тыловые части переходят в аккумулятивные равнины, которые осваиваются под строительство поселков.

Побережье Чили, особенно его центральная часть, как известно, подвержено воздействию землетрясений и цунами. Они неоднократно разрушали крупные города, в том числе город Вальпараисо (350 тыс. жителей) в 1906 г. и Сантьяго (около 1 млн жителей) в 1947 г. Особенно сильное землетрясение, сопровождаемое цунами, произошло на побережье в мае 1960 г.

Как установлено сейсмическими наблюдениями, это землетрясение было вызвано смещениями по разлому, находящемуся в океане и проходящему параллельно побережью на протяжении 700 км от города Консепсьон на севере до о. Гуафо на юге. Вследствие этого произошли поднятия и опускания отдельных участков побережья. Поднятие на севере и юге нарушенной зоны (на п-ове Арнауко и о. Гуафо) достигло 1—2 м. В средней же части этой зоны произошло опускание. Особенно значительным оно было в районе города Вальдивия (судя по прибрежным скалам, до 2 м).

Вдоль долины р. Калле-Кало, вероятно, в результате уплотнения аллювиальных отложений при толчке видимая амплитуда опусканий превысила 3 м. В городе Вальдивия



Основные характеристики цунами в мае 1960 г. у берегов Чили [*Попов*. 1963].

сильно опустились примыкающие к реке улицы, и во время прилива вода стала доходить до порогов домов. Под водой оказались набережные, причальные сооружения, ветка железной дороги. Майское землетрясение 1960 г. вызвало почти по всему побережью Чили цунами. Высота волн достигала на о. Моча 20—25 м, в городе Пуэрто-Сааведра — 8—9 м, на о. Гуафо — 10 м, в городах Талькауано, Коропеле, Лоте, Анчо — 2—3 м [*Попов*. 1963].

Цунами вызвало на побережье большие разрушения. Некоторые прибрежные селения были уничтожены полностью, в частности город Пуэрто-Сааведра. Дома были разрушены или сорваны с фундаментов и унесены в глубь страны на многие километры. Сильно пострадали от цунами и люди. В городе Анкуде (о. Чилоэ) волны смыли 130 человек, в городе Кеуле погибло около 500 человек.

Действие цунами вдоль берегов Южной Америки распространялось только южнее 36° ю. ш. К северу от этой широты подобных волн не было. Но цунами, кроме того, распространилось по всему Тихому океану и произвело значительные опустошения на берегах Японии, Гавайских о-вов, Филиппин.

Берега Южного Чили

В пределах Южного Чили (Западная Патагония) Береговая Кордильера распадается на множество островов и полуостровов: о. Чилоэ (800—900 м над ур. океана), архипелаг Чанос (1270 м), п-ов Тайтао (1200 м) и др. На всех островах вплоть до Магелланова пролива развиты остаточные выровненные поверхности. Продольная долина, проходящая в Среднем Чили между Береговой и Главной Кордильерой, в Южном Чили погружается под уровень океана, и ее место занимают проливы и заливы, носящие облик фиордов.

Из многочисленных длинных и узких заливов выделяются: фиорд Релонкави (41°30' ю. ш.), фиорд Айсен (к югу от 45° ю. ш.) и фиорд Бакер (47°50'). Последний по своей длине (120 км) и разветвленности не уступает крупнейшим фиордам Скандинавии. Прихотливая сеть заливов и проливов Западной Патагонии развита в основном в двух направлениях. Фиорды широтного простирания пересекаются заливами и проливами меридионального направления, продольного по отношению к хребтам Анд. Фиордовые продольные проливы Чакао и Мораледа отделяют от суши о. Чилоэ и архипелаг Гуайтекас и Чонос. Южнее их следует длинная цепь островов и архипелагов, самый большой из которых — о. Огненная Земля.

Характерной чертой Южного Чили является очень влажный климат с умеренными годовыми, но сравнительно низкими летними температурами. Подобные климатические условия, а также горный рельеф способствуют развитию современного оледенения. Ледники, сползающие со склонов южнее 46°30' ю. ш. (почти широта Неаполя), достигают океана, порождая громадные глыбы айсбергов.

Четвертичные ледники оставили следы своей деятельности на склонах гор, по берегам заливов и проливов, придав им вид типичных фиордов [*Auer*. 1956, 1958; *Heusser, Flint*. 1977]. Однако ледники, видимо, лишь моделировали первичные тектонические долины. Раздробление побережья тектоническими разрывами на сеть фиордов, очевидно, нужно связывать с общим поднятием Анд и образованием системы разрывов в результате растяжения жесткого участка земной коры.

Можно предположить, что в голоцене в районе Чилийской фиордовой системы продолжались тектонические движения. Поднятие хребтов устанавливается по морским поднятым отложениям и террасам. Амплитуда его уменьшается к югу: на севере о. Чилоэ она равняется 180 м, у пролива Фицрой — 50 м, а у пролива Бигл (южное побережье Огненной Земли) — всего нескольким метрам. В то же время затопленные леса в некоторых фиордах свидетельствуют о недавних и современных опусканиях суши [Берега Тихого океана. 1967].

Фиордам Патагонии присущи все характерные черты заливов и проливов подобного рода: троговый поперечный профиль долин, угловатый рисунок контуров в плане, большое переуглубление по отношению к шельфу и существование ригелей-порогов в устьевых частях. Глубины в центральных частях фиордов в среднем колеблются в пределах 300—600 м, тогда как у входов нередки глубины в 50—70 м. Впервые переуглубление фиордов Чили описал известный английский мореплаватель Д. Кук. В 1774 г., отыскивая якорную стоянку в одной из бухт на юге Огненной Земли, он все время промерял глубину и, войдя в неширокий пролив, служащий входом в бухту, обнаружил, что глубина здесь гораздо больше, чем в открытом море.

Как и в большинстве фиордовых областей, собственно береговые процессы здесь протекают крайне медленно. Из-за большой приглубости берегов и закрытости акваторий абразия в фиордах почти исключена. К оке-

ану и фиордам опускаются крутые склоны горных вершин и массивов, сложенных устойчивыми метаморфическими и вулканическими породами. Волны лишь на открытом берегу могут достигать их подножий. Однако и в этом случае небольшие островки, лабиринты подводных и надводных скал становятся на их пути.

Незначительный размыв и отсутствие аллювиального материала (реки впадают лишь в вершины фиордов) исключают образование на побережье аккумулятивных форм. Последние представлены лишь конусами выноса во внутренних частях фиордов и дельтами в вершинах. На некоторых участках прослеживаются неширокие пляжи, возникшие в результате размыва пирокластического материала, входящего в состав горных пород.

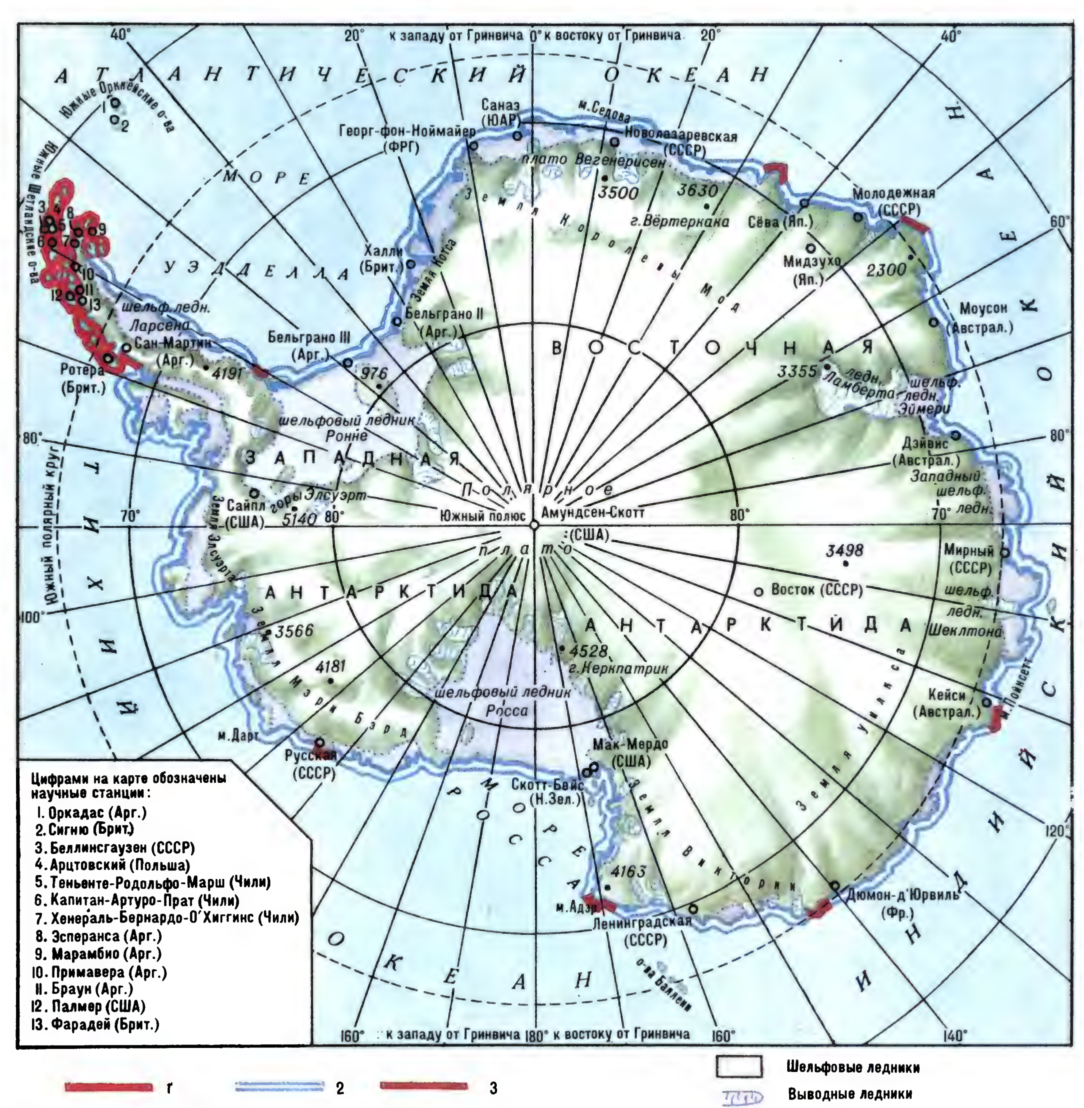
Глава VI

БЕРЕГА ЮЖНОГО ОКЕАНА

Раздел 1

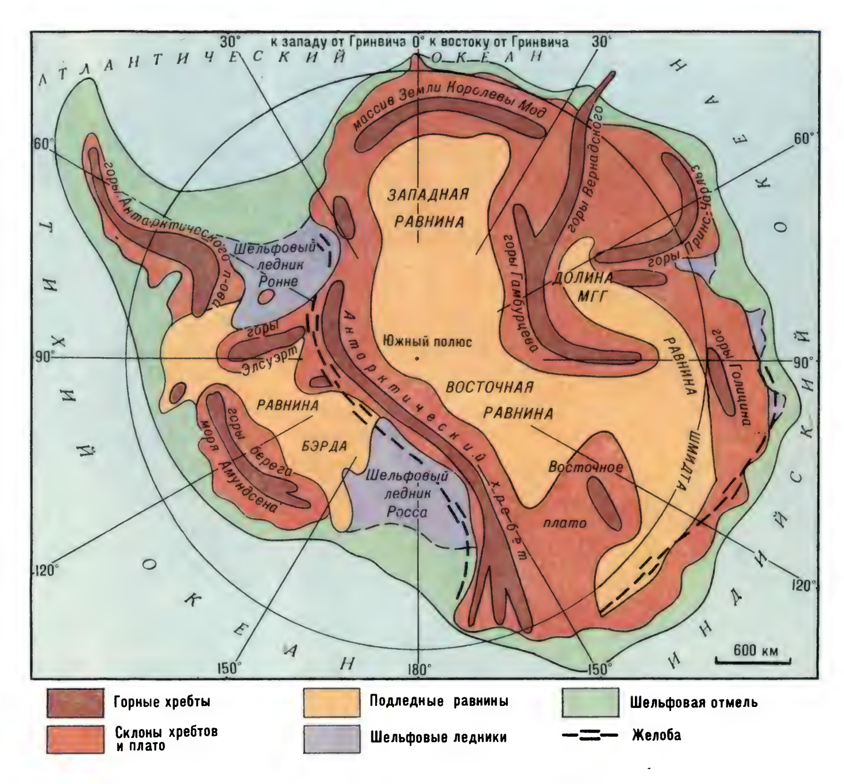
БЕРЕГА АНТАРКТИДЫ

«Антарктида, несомненно, самый своеобразный материк Земли, — писал академик К. К. Марков в монографии «География Антарктиды»[1968. С. 4.] — 1. Антарктида — область самого большого оледенения Земли...
2. Антарктида — единственный вокругполюсный материк. 3. Антарктида — самый высокий материк. Средняя высота Антарктиды (2330 м над ур. м.) почти втрое больше средней высоты (870 м над ур. м.) всех материков, взятых вместе... 5. Антарктида имеет около 80% пресной воды всей суши, а все остальные материки и острова — только около 20%». В этой цитате кратко, но полно охарактеризованы основные особенности Антарктиды.



Типы берегов Антарктиды.
А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем. I. Первично расчлененные берега: 1 — тектонического расчленения. **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II — 2 — ледяные берега. III — 3 — абразионно-денудационные берега

Орографическая схема коренного ложа Антарктиды [*Капица.* 1968]



Действительно, гипсометрическая высота и географическое положение у полюса привели к формированию на этом континенте огромного ледяного щита, который, видимо, существует уже 40 млн лет. Общая площадь Антарктиды 13 980 тыс. км^2, из которых 97,6% покрыто льдом [*Суетова.* 1987]. Общий объем льда около 30 млн км^3 [*Марков и др.* 1968]. Если этот гигантский ледяной покров растает, то уровень Мирового океана поднимется на 56 м.

Антарктида, однако, настоящий, сложно построенный материк. Подо льдом скрываются горные хребты, плоскогорья, равнины. Карта подледного рельефа Антарктиды была составлена А. П. Капицей [1968], и на ее основе им же построена воспроизводимая здесь орографическая схема материка. Из карты подледного рельефа Антарктиды следует, что Восточная Антарктида лежит выше современного уровня моря, а Западная, частично, ниже, т. е. если растает лед, то эта часть континента будет представлять собой архипелаг островов. Центральная часть Восточной Антарктиды имеет в общем равнинный характер. По периферии эта равнина почти со всех сторон опоясана горными хребтами. Наиболее протяженный из них — Антарктический, или Трансантарктический. Он протягивается в переходной зоне от Восточно-Антарктической древней платформы к ее более молодому западному обрамлению. Другая система хребтов опоясывает древнейшую часть материка вдоль его океанского побережья. Наконец, горы Вернадского, Принца Чарльза и Гамбурцева простираются поперечно по отношению к периферии континента и довольно глубоко вдаются в центральную часть Восточно-Антарктической платформы.

В Западной Антарктиде горы Антарктического п-ова, представляющие собой южное продолжение Анд Южной Америки, и горы берега моря Беллинсгаузена протягиваются параллельно Трансантарктическому хр. и отделяются от него тектонической впадиной, тянущейся через всю Антарктиду от моря Уэдделла до моря Росса. Эта впадина к югу от моря Уэдделла пересекается горами Элсуэрта, поперечными к общему простиранию хребтов Западной Антарктиды.

Структурно Восточная Антарктида пред-

ставляет собой древнюю дорифейскую платформу. Породы, слагающие эту платформу, обнажаются на побережье между 0 и 145° в. д. Они представлены комплексом разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев. Кроме того, широким распространением в Восточной Антарктиде пользуются интрузии и дайки метаморфизованных базитов. Поверх кристаллического фундамента древней платформы залегает осадочный чехол возрастом от рифейских до юрских пород. В осадочный чехол входят терригенные аргиллиты, песчаники, конгломераты, туфопесчаники, глинистые сланцы [*Хаин*. 1971].

Трансантарктический хребет создан раннекаледонской складчатостью и служит переходной зоной между древней платформой и более молодым складчатым поясом Западной Антарктиды. Хребет сложен метаморфизованными осадочными породами (граувакки, аргиллиты) и вулканитами.

Западная Антарктида более молодое, чем древняя Восточно-Антарктическая платформа, сооружение, формировалась в течение всего фанерозоя и имеет по крайней мере три разновозрастных структурных комплекса возрастом от раннего палеозоя до кайнозоя. Самый молодой комплекс сформировался во время альпийского этапа орогенеза. Геологические структуры слагают самые разнообразные породы: песчаники, сланцы, известняки, конгломераты, часто сильно дислоцированные и метаморфизованные. Они обнажаются в разных частях побережья, но наиболее полно — на Антарктическом п-ове.

Особняком стоит район побережья Земли Мэри Бэрд. Он сложен молодыми вулканическими породами — оливиновыми базальтами, трахитами, фельзитами. Потухшие вулканы, достигающие высоты более 4 км, образуют цепь широтного направления протяженностью более 900 км.

Все исследователи отмечают большое сходство геологических структур Антарктиды со структурами Австралии, Африки и особенно Южной Америки. Предполагают, что в мезозое Антарктида представляла с этими материками единое целое. В позднем мезозое начался распад этого суперматерика, и Антарктида вначале вместе с Австралией начала передвигаться в сторону Южного полюса. В третичное время она отделилась от Австралии и, продолжая свой путь, в эоцене превратилась в самостоятельный материк, занимающий современное географическое положение. Видимо, в этот же период началось оледенение континента [Энциклопедия региональной... 1980].

Рельеф ледникового щита Антарктиды гораздо проще, чем рельеф подледного основания. Вязкопластические свойства льда обусловливают залегание его на коренной поверхности континента в виде купола, имеющего в сечении эллиптическую форму. Однако в форме купола имеются отступления от поверхности идеального эллипса. На поверхности Восточной Антарктиды выделяется антарктический ледораздел с двумя ледниковыми куполами (один из них — над подледными горами Гамбурцева). В Западной Антарктиде находятся три ледниковых купола: Срединный, Земли Мэри Бэрд и Антарктического п-ова. Высшая точка ледяной поверхности всей Антарктиды — 3997 м — находится на половине расстояния между станциями Советская и Полюс Недоступности [*Капица*. 1968].

Ледяной купол состоит в основном из кристаллического льда, имеющего скрытослоистую текстуру. Поверхность льда выстилается снежно-фирновым покровом. Ледяной покров Антарктиды медленно растекается от вышеперечисленных ледоразделов к периферии. В результате такого растекания краевые части ледникового купола выдвигаются в океан и налегают своей подошвой на поверхность шельфа. Эти краевые части получили название шельфовых ледников. Они занимают около 12% площади материка. Край шельфовых ледников по большей части отрывается от поверхности шельфа и находится на плаву.

Кроме шельфовых ледников сброс льда в океан происходит по выводным ледникам. Это название дано узким ледниковым потокам, движущимся с относительно большой скоростью по долинам, обрамленным или горными склонами, или ледяными бортами, образованными более инертным льдом ледникового щита. Относительно пассивный край ледникового щита (ледяной барьер), шельфовые ледники и выводные ледники образуют берег Антарктиды.

Общая протяженность береговой линии Антарктиды, по подсчетам И. А. Суетовой [1968], 30 030 км. Берега по периметру мате-

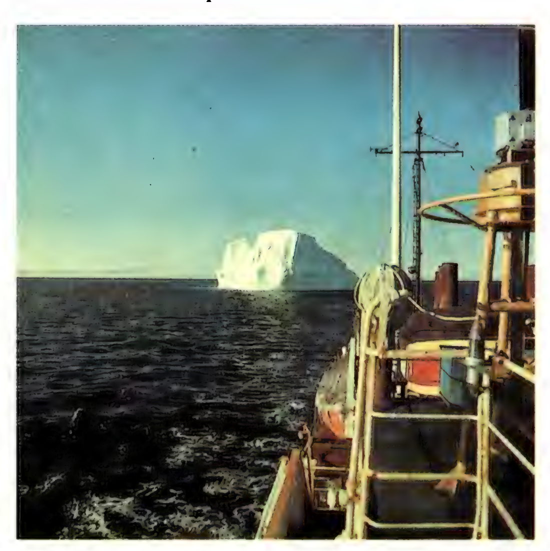
рика образованы шельфовыми ледниками (45% от общей длины периметра), материковым ледяным барьером (37%), выводными ледниками (9,5%), коренными выходами скальных пород (8%). Таким образом, берега Антарктиды — это в основном ледяные берега, отличающиеся большим своеобразием и специфическими процессами развития [*Капица*. 1968].

Динамика ледяных берегов Антарктиды определяется не волновым фактором, как на берегах умеренной зоны, а термическим воздействием воды и воздуха, сложными движениями краев ледников [Берега Тихого океана. 1967]. В пределах выводных ледников и шельфовых ледников разрушение и отступание берега происходит благодаря образованию айсбергов. Этими ледниками образованы ледяные обрывы, достигающие десятков метров высоты. В пределах выводных ледников береговая линия обычно очень извилиста, так как в тело ледника подчас вдаются глубокие и узкие заливы. Береговая линия в районе шельфовых ледников отличается меньшей извилистостью и большим постоянством очертаний. Существенное влияние на морфологию ледяного побережья Антарктиды оказывают особенности строения подледного рельефа. Так, например, при относительно высоком и пологом залегании коренного ложа побережье представляет собой ровную, часто без трещин поверхность малоподвижного ледяного ската, окраинная часть которого находится на плаву. Однако такие ледяные скаты встречаются сравнительно редко. Более широко распространены «ледоломы», представляющие собой довольно высокие ледяные берега со склонами полуледопадного характера.

В отличие от выводных ледников, располагающихся обычно в депрессиях, где образуются айсберги с поперечником, достигающим нескольких километров, в пределах ледоломов имеются многочисленные, но более мелкие и опрокидывающиеся айсберги. Скорость движения льда выводных ледников достигает 700 м/год.

Большим постоянством очертаний береговой линии, ровной поверхностью отличаются сравнительно малоподвижные, некрупные шельфовые ледники, высота барьера которых обычно колеблется в пределах 10—15 м, а также материковые ледяные барьеры. Скорости движения их соответственно колеблются в пределах 100—350 и 20—100 м/год [Берега Тихого океана. 1967].

Обрыв шельфового ледника, тянущийся на многие километры



Айсберг у берегов Антарктиды

Несмотря на постоянное разрушение ледяных берегов и интенсивное образование айсбергов, нельзя думать, что все они отступают. Напротив, исследования последних лет показали, что береговая линия многих шельфовых ледников выдвигается в море как за счет преобладания аккумуляции над абляцией, так и в результате утолщения припая и превращения его в шельфовый лед [*Марков и др*. 1968].

Разрушение сравнительно редко встречающихся участков коренных берегов происходит главным образом в результате морозного

Пляж в небольшой бухте. Материал пляжа — плохо сортированные обломки вулканических пород

Абразионный обрыв в коренных породах Антарктического полуострова

выветривания и десквамации горных пород. С процессами морозного выветривания, особенно интенсивно протекающими в зоне смачивания коренного берега брызгами волн или в зоне приливо-отливных колебаний (величина приливов здесь 0,9—1,2 м), связано возникновение ниш, напоминающих волноприбойные, а также приливных бенчей. Последние в ходе тектонических движений в отдельных случаях оказываются поднятыми в виде террас. Такие террасированные побережья встречаются в пределах моря Росса, на Антарктическом п-ове.

Современные морские аккумулятивные формы в Антарктиде представлены очень редко встречающимися, главным образом в вершинах бухт, пляжами, которые, как и их подводный склон до глубины 2—3 м, сложены щебнем, крупнозернистым песком с большим количеством крупных обломков.

Берега Антарктиды, где обнажаются коренные породы, встречаются на небольших участках в морях Росса, Дюрвиля и Дейвиса, в районе Земли Эндерби и в некоторых других районах. Наибольшую протяженность коренные берега имеют в пределах северной части Антарктического п-ова.

Антарктический п-ов выступает на северо-северо-восток от материка Антарктиды на границе между Атлантическим и Тихим океанами. Длина этого гористого полуострова около 900 км. Он представляет собой расчлененное плато, сложенное метаморфическими и вулканическими породами. Плато имеет высоту 700—800 м в северной части и 1500—2000 м в южной. Над плато местами поднимаются покрытые вечными снегами пики высотой 3000 м и более. От плато к северо-западному и юго-восточному берегам полуострова отходят короткие отроги гор, многие из которых ниже, чем плато. Эти отроги образуют множество небольших полуостровов и мысов, между которыми расположены бухты и фиорды. Большая часть поверхности Антарктического п-ова покрыта мощными ледниками, которые по расчленяющим плато долинам подходят вплотную к урезу воды и кое-где образуют санный путь, соединяющий северо-западный берег полуострова с юго-восточным.

Юго-восточный берег Антарктического п-ова на большом протяжении окаймлен мощным шельфовым ледником, и только в северной части он свободен ото льда. Против этого участка берега лежит о. Джеймса Росса и несколько меньших островов. На некоторых из них имеются вулканы.

Вблизи северной оконечности Антарктического п-ова расположена группа гористых островов, отделенных от нее проливом Антарктик. Самый большой из этих островов — о. Жуэнвиль.

Северо-западный берег Антарктического п-ова сравнительно свободен ото льда и сильно изрезан многочисленными бухтами. Берега бухт высокие и крутые. Почти все бухты глубоководны, но заполнены ледниками, спускающимися с берегов.

Против северо-западного берега Антарктического п-ова разбросано большое количество островов и островков. Многие из них образуют такие островные группы, как архипелаг Палмер, группы о-вов Даннеброг, Аржантин и Биско. Почти все острова покрыты льдом и снегом.

Вообще на материковой платформе Антарктиды крупных островов нет. Наиболее заметны из островов о-ва Баллени (66° ю. ш. и 162° в. д.), о. Скотта (67° ю. ш. и 179° з. д.) и о. Петра I (68° ю. ш. и 90° з. д.). Все они сло-

жены вулканическими породами третичного и четвертичного возраста и представляют собой потухшие или сравнительно недавно действующие вулканы. Например, типичен для таких островов о. Петра I. Он вытянут с севера на юг приблизительно на 20 км. Его первоначальный вулканический рельеф в значительной мере изменен процессами береговой и ледниковой абразии. Остров окружен четко выраженной волноприбойной террасой. Возраст базальтов, его слагающих, 12 млн лет.

Кроме типично вулканических островов у берегов Антарктиды разбросано множество островов более мелких, сложенных и изверженными, и древними осадочными породами. Примерами такого типа островов могут быть о. Хасуэлл, находящийся в непосредственной близости от советской научной станции Мирный, о. Чик, расположенный к востоку от Берега Сабрина, о-ва Генри, лежащие у края шельфового ледника Московского Университета. Все они сложены различными разновидностями гранитов, сильнотрещиноватых, выветрелых. Морфологически они выглядят как небольшие купола с оголенными склонами, на которых хорошо видна матрацевидная отдельность породы и сохранились следы ледниковой обработки [*Марков и др.* 1968; Энциклопедия региональной... 1980].

Весьма оригинальными островами являются о. Победа (64° ю. ш. и 99° в. д.) и о. Дригальского (65° ю. ш. и 86° в. д.). Оба они полностью сложены льдом. О. Победа является айсбергом (пл. 2500 км²), отколовшимся от шельфового ледника Шеклтона и севшим на мель недалеко от берега. О. Дригальского — ледниковый купол, полностью сложенный льдом, лежащим на моренных отложениях поверхности шельфа.

На берегах Антарктиды, безусловно, сказывались эвстатические колебания уровня океана и локальные движения суши, зависящие от неотектонического и изостатического факторов. Эти сложные относительные изменения уровня отразились в лестницах террас на коренных участках берега. Однако корреляции всех отмеченных в литературе уровней древних береговых линий не проведено. Имеются лишь сведения по отдельным участкам. Так, на Земле Грейама А. Раймондом [*Raymond.* 1964] обнаружена терраса высотой 305 м. Правда, высказаны сомнения в ее морском происхождении, так как за ступень морской террасы в условиях антарктического климата могут быть приняты так называемые нагорные террасы, широко распространенные в Советской Арктике [*Каплин.* 1973]. В пределах Земли Грейама прослежены также следующие террасовые уровни: 3,0—4,8; 6,1—7,9; 9,1—15,2; 21,3—27,4; 33,5 м. На побережье моря Росса выделяются уровни на высоте 6,1—9,1; 11,9—19,8; 20,1—25,9; 35,5 и 48,8 м [Берега Тихого океана, 1967]. На Антарктическом п-ове описаны 4 террасы высотой 1—2, 4, 18 и 35 м [*Zinsmeister.* 1980]. Однако большинство террас не содержит морских отложений, и только на некоторых из них, в основном до высоты 15 м, сохранились осадки с морскими раковинами.

Вулканический островок у побережья Антарктического полуострова

В районе Земли Принца Олафа на поверхностях высотой до 30 м были найдены раковины моллюсков, возраст которых определен 23—34 тыс. лет. На более низких поверхностях сохраняются раковины, имеющие возраст 3—4 тыс. лет. Определение абсолютного возраста органических остатков на террасах высотой 23 м (о. Уилдмилл) и 13,4 м (район Марбл-Поинт) соответственно 6040±250 и 4600±200 лет позволяет оценить скорость поднятия суши как 2,9—3,9 мм/год. В то же время на близлежащих участках берега Восточной Антарктиды скорость поднятия суши оценивается равной 0,4—1,7 см/год [*Каплин.* 1973]. Учитывая структурную неоднородность побережья Антарктиды и меняющуюся ледниковую нагрузку на ложе, ничего удивительного в различных скоростях тектонических движений разных участков берега нет.

Антарктический шельф в среднем достигает ширины 80 миль. Наиболее узок он в Индийском секторе Южного океана: у Земли Эндерби и в восточной части Берега Отса около 30 миль. Наиболее широк в морях Уэдделла и Росса — 500 и 900 миль соответственно. Во многих районах определение ширины современного шельфа затруднено шельфовыми ледниками, которые без заметного перелома поверхности сливаются на юге с покровом материкового льда.

Отличительной особенностью шельфа Антарктиды является то, что это один из наиболее низко опущенных шельфов в мире. Его средняя глубина 350 м, что почти в 2 раза больше, чем средняя глубина шельфов Мирового океана [*Живаго*. 1978]. Своеобразен и рельеф шельфа Антарктиды. Здесь выделяется, например, бугристый внутренний шельф, разделенный глубокими (до 100—200 м) депрессиями и осложненный каменистыми грядами. В узкой прибрежной зоне каменистые гребни чередуются с мелководными проливами и многочисленными ледовыми островами. Внешняя часть шельфа часто представляет собой волнистую равнину, осложненную плато неправильных очертаний и широкими подводными долинами. На отдельных участках в рельефе равнин преобладают холмы со сглаженными вершинами и небольшие глубокие котловины [*Vanney, Johnson*. 1979].

Бугристый рельеф внутренней части шельфа имеет различное происхождение. На многих участках бугры и гряды совпадают по направлению с дизъюнктивными дислокациями и имеют угловатые контуры. Встречается и другой тип бугров и гряд. Они имеют мягкие и плавные очертания, обусловленные ледниковым сглаживанием выступов коренных пород. Часто бугры представляют собой чисто аккумулятивные образования, создающиеся в местах выпадения моренного материала из айсбергов, долгое время находившихся среди морского неподвижного льда или севших на мель. Постепенно подтаивая, эти айсберги в конце концов уносятся течениями, оставляя на дне скопления песчано-глинистого материала, щебня и валунов.

Для внешнего шельфа характерны также депрессии, тянущиеся субпараллельно берегам континента. Поперечный профиль депрессий, как правило, асимметричен: ближайший к берегу склон всегда круче отдаленного. Происхождение этих форм связано, по-видимому, с молодыми разломами на краю материка, возникшими при осцилляциях периферической части ледяного купола и соответствующих изменениях нагрузки льда на земную кору [*Живаго*. 1978].

Изучение Антарктиды — одна из замечательных страниц в истории человечества. Она изобилует примерами мужества, самоотверженности, верности долгу, примерами настоящего международного сотрудничества и взаимопомощи ученых разных стран.

В Антарктиде нет постоянных поселений, нет промышленности, государственных границ. Правда, многие научные станции (например, советская станция Мирный) существуют уже десятилетия. Однако это научные станции, и вся деятельность людей в Антарктиде прежде всего научная деятельность.

1 декабря 1959 г. на международной конференции в Вашингтоне СССР, США, Англия, Франция, Бельгия, Норвегия, ЮАР, Аргентина, Чили и Япония подписали Договор об Антарктике. Этот Договор запрещает любые мероприятия военного характера и обеспечивает свободу научных исследований в Антарктиде. В соответствии с этим Договором многие страны уже несколько десятилетий проводят успешное изучение Антарктиды, оказывая друг другу помощь и свободно обмениваясь информацией. Ведущую роль в исследованиях Антарктиды играют советские ученые. Одним из основных итогов их научной деятельности является фундаментальный Атлас Антарктики, изданный в СССР в 1966 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перед читателем была развернута разнообразная и в высшей степени сложная картина строения морских берегов всех континентов. Были охарактеризованы природные процессы, протекающие в береговой зоне различных районов земного шара, показаны характер и степень освоенности берегов хозяйственной деятельностью человека.

Какие научные выводы самого общего характера следуют из этого рассмотрения?

Общие закономерности динамики морских берегов

Прежде всего материал региональных частей книги подтверждает справедливость основных теоретических положений учения о морских берегах, изложенных во вступительной части книги. Мы еще раз убедились, что береговая зона состоит из двух тесно взаимосвязанных элементов — берега и подводного берегового склона. При этом берег — это одновременно граница суши и моря, а подводный береговой склон — это верхняя, т. е. наиболее мелководная, часть шельфа. Таким образом, береговая зона связывает прибрежные пространства суши с подводной окраиной материка, ближайшей к суше частью которой является шельф.

На приведенном выше материале мы убедились также, что действующие здесь силы, процессы, создающие морские берега, формы рельефа береговой зоны, характер образующихся здесь отложений, формы экономического использования берегов настолько своеобразны, что выделение береговой зоны в отдельный природный объект не только бесспорно, но и с точки зрения целесообразности совершенно необходимо.

Региональный материал убедительно свидетельствует о том, что важнейшими физическими процессами, создающими береговую зону, являются трансформация и рассеивание механической и тепловой энергии морских волн при их взаимодействии с литосферой. Трансформация волн и рассеивание их энергии определяются силой волнения, уклоном подводного берегового склона, прочностью пород, слагающих берег, составом рыхлых отложений и прежде всего балансом наносов береговой зоны. Наряду с энергией морского волнения в береговой зоне — и в большой степени в зависимости от тех же условий, т. е. от скорости течений, уклона дна и количества наносов, — здесь же происходит трансформация энергии течений, в первую очередь приливных и волновых, а также ветровых (дрейфовых), из которых наиболее значительны нагонные течения.

Деятельность гидродинамических факторов в сочетании с такими условиями их проявления, как уклоны подводного склона и баланс наносов, определяет развитие берега по абразионному или аккумуляционному пути, формирует либо различные абразионные, либо аккумулятивные образования. На это наслаивается действие множества других природных процессов — биогенных, химических, обусловленных деятельностью рек, ветра, гравитационных и др., что также создает свои формы рельефа, такие, как дельты, ватты, коралловые рифы, термоабразионные береговые формы, карстовые образования, корки цементации и оолитовые наносы, обвальные и оползневые формы. При этом влияние всех факторов, включая и волнение, приобретает, как мы убедились, определенную специфику в тех или иных физико-географических зонах, т. е. береговые формы и процессы в целом подчинены общим закономерностям физико-географической зональности (что, естественно, не исключает и воздействия азональных факторов).

Закон широтной зональности береговых процессов и форм проявляется прежде всего в зональном распределении процессов абразии и аккумуляции, что обусловлено параметрами и повторяемостью волн в разных физико-географических зонах, с одной стороны, и количеством и крупностью обломочного материала, поступающего в береговую зону, — с другой. На все зональные проявления накладываются азональные влияния, которые определяются прежде всего геологическим строением (литологическим и тетрографическим составом пород, тектонической структурой, движением земной коры), но они не могут полностью стереть действие зональных факторов, которые в сочетании с ними создают неповторимые ландшафты береговых районов различных климатических зон.

Из азональных факторов для формирования и развития берегов наиболее существенны прежде всего геологические факторы. Однако они в основном создают те или иные условия проявления берегоформиру-

ющих процессов. Мы уже убедились, что горные породы, слагающие берег, в зависимости от прочности быстрее или медленнее поддаются размыву, различный состав пород определяет состав и свойства продуктов их разрушения, что влияет на интенсивность поступления обломочного материала в береговую зону, т. е. на аккумулятивные процессы. Сказанное относится не только к материалу, образующемуся в результате абразии, но и к аллювию рек, образующему основную массу исходного материала, из которого формируются морские наносы. Тектоническое погружение или поднятие берегов, как и повышение уровня океана или его понижение, также важнейшие азональные факторы. Они активизируют или, напротив, ослабляют интенсивность абразионно-аккумулятивного процесса, создают предпосылки для развития берега по тому или иному пути.

В каждый данный момент современная динамика береговых форм зависит прежде всего от интенсивности волнения, его направления относительно линии берега, от уклонов прибрежного дна и от баланса наносов в береговой зоне. Но для развития береговой зоны в историческом плане колебания уровня — независимо, относительные или абсолютные, — приобретают первостепенное значение. Сложное сочетание эвстатических изменений уровня и собственно тектонических движений побережья определяет историю развития береговой зоны, современная динамика которой обусловлена волновыми процессами. Последние способны в геологическом понимании «мгновенно» перерабатывать берега, тогда как относительные и абсолютные колебания уровня океана приводят к медленным однонаправленным или ритмичным изменениям побережий.

Региональный материал подтверждает справедливость разделения береговой зоны на три динамические подзоны: 1) колебательных движений воды (пространственно соответствующие подводному береговому склону) от глубины начала движения наносов на дне до границы с подзоной разрушения; 2) разрушения волн; 3) действия прибойного потока (от места последнего разрушения волны до вершины заплеска). Каждая из этих подзон отличается характером траекторий частиц воды и обломочного материала (см. часть I).

Взаимодействие асимметричных волновых колебаний воды, стоковых течений и силы тяжести в условиях поперечного перемещения обломочных частиц приводит к тому, что перемещение частиц разной крупности происходит с разной скоростью и нередко в противоположных направлениях. В условиях крутого подводного берегового склона (уклон >0,03) наносы под действием силы тяжести оттягиваются на дно, к основанию подводного склона. При малых уклонах (<0,03) обломочный материал крупностью более 0,1—0,05 мм выбрасывается на берег, образуя надводные аккумулятивные террасы и береговые и островные бары. В ходе этого процесса происходит дифференциация наносов по гранулометрическому составу, и крупные частицы создают пляжи надводных аккумулятивных террас, баров и других береговых аккумулятивных форм, а мелкие уходят на подводный береговой склон, приобретая здесь характерную волновую сортировку.

Пляжи, как элементарные аккумулятивные формы, дают начало всем членам сложного семейства береговых аккумулятивных форм. На абразионных берегах пляжи, даже если они временные, служат гасителями энергии волн и при умеренном волнении надежно защищают берег от прибоя. Именно по этой причине все «активные» методы защиты берегов в конечном счете сводятся к тому, чтобы создать условия для формирования пляжа вдоль разрушаемого берега.

При подходе волн под острым углом к берегу происходит продольное перемещение наносов, причем наряду с собственно волнением энергетическим фактором такого перемещения является и вдольбереговое волновое течение. Под совместным действием волновых колебаний воды и волнового течения значительные массы наносов перемещаются вдоль берега, образуя вдольбереговой поток наносов. Протяженность их может, как мы видели, достигать десятков и даже сотен километров. При соответствующих изменениях угла подхода или силы волнения переносящая способность «потока» снижается, материал выпадает из движения, из него строится та или иная аккумулятивная форма. Мы имели возможность неоднократно убедиться в том, что большинство береговых аккумулятивных форм на берегах морей создано при

Энергия волны морского прибоя гасится на небольшом пляже. Дальний Восток

сочетании продольного и поперечного перемещения наносов.

В большинстве случаев на берегах океанов береговые аккумулятивные формы образуются преимущественно в результате поперечного перемещения наносов. Благодаря большим параметрам волн и завершенности процесса рефракции при подходе к берегу волны на океанских берегах подходят к зоне разбивания под прямым углом и обеспечивают при этом массовые выбросы наносов с подводного склона на пляж. В настоящее время это важнейший процесс развития аккумулятивных океанских берегов, имеющий планетарное значение. Благоприятным условием для него является наличие больших запасов наносов на дне, отложившихся в условиях более низкого положения уровня океана в ледниковое время в прибрежной части шельфа, а также соответствующий режим океанского волнения.

Таким образом, для океанских берегов главным фактором развития являются длиннопериодные волны зыби, которые полностью испытывают рефракцию при прохождении над подводным береговым склоном и обеспечивают преимущественно поперечное перемещение наносов, тогда как на берегах морей господствуют короткопериодные штормовые волны, под действием которых возникают мощные вдольбереговые потоки наносов и крупные по размаху миграции наносов. Конечно, в отдельных случаях возможно вдольбереговое перемещение и на океанских берегах, как возможно поперечное по преимуществу перемещение наносов на берегах внутренних и окраинных морей, но мы говорим здесь о господствующих тенденциях.

Региональный обзор свидетельствует о широком распространении абразионных берегов. Как известно, в процессе абразии возникают клиф и прилегающий к его подножию бенч. По мере развития абразионного процесса происходит расширение и выполаживание бенча, что в конечном счете приводит к затуханию, а затем и к полному прекращению абразии. Нельзя не заметить, что большинство клифов, выработанных в скальных породах, в настоящее время малоактивно. Например, абразионные уступы на берегах Приморья (советские берега Японского моря) сформировались в основном во время плейстоценовых трансгрессий, сейчас же они если и отступают, то с ничтожной скоростью.

Более 52% протяжения берегов Мирового океана сохраняет бухтовое расчленение контура, приобретенное в ходе послеледниковой трансгрессии в результате проникновения вод трансгрессирующего моря в понижения рельефа прибрежной поверхности суши. Как показывает приведенный выше фактический материал, выравнивание берегового контура ингрессионного типа расчленения возможно лишь при обильном поступлении обломочного материала и при податливости пород, слагающих берега, воздействию волн. Фиорды Норвегии и Кольского п-ова, риасы Северо-Западной Испании практически не

испытали выравнивания, тогда как, например, фиордовые берега Корякского побережья, находящегося в иных условиях поступления наносов в береговую зону и сложенного менее прочными породами, существенно выровнены. Как мы могли убедиться, выравнивание берегов осуществляется как срезанием мысов абразией, так и заполнением или отчленением заливов аккумулятивными формами.

О большой устойчивости ингрессионного контура берега свидетельствует длительное существование в открытых водах сравнительно небольших островов неправильных очертаний. С другой стороны, при благоприятных литологических условиях острова быстро приобретают округлые очертания, как, например, о. Колгуев [*Зенкович*. 1946]. Ингрессионные берега континентов, сложенные легко размывающимися породами, также выравниваются довольно быстро. Таким образом, в процессе выравнивания бухтового ингрессионного берега при прочих равных условиях важнейшее значение приобретает геологическое строение.

Переходя к общей оценке современного состояния берегов мира, мы можем сказать, что современные берега Мирового океана характеризуются преобладанием низких аккумулятивных берегов, общая протяженность которых составляет около 28,5% от всей протяженности берегов Мирового океана. Это определяется главным образом большой длиной аккумулятивных берегов с выровненным внешним краем аккумулятивной террасы и большой длиной лагунных берегов, т. е. берегов, окаймленных береговыми или островными барами. Об условиях, благоприятствующих такому положению, мы уже говорили выше. Современные берега Мирового океана характеризуются также большой протяженностью берегов, не измененных или слабо измененных морем (35%). Это обусловлено в значительной степени тем, что наиболее глубоко расчлененные ингрессионные берега приурочены к полям развития прочных кристаллических пород, мало подверженных абразии (породы первой группы нашей классификации).

Оценивая береговую зону Мирового океана по тенденции берегов к относительному поднятию или относительному погружению, мы убеждаемся из приведенного описания, что действительно в настоящее время имеет место некоторое преобладание берегов, испытывающих относительное опускание. Вероятно, эта тенденция была бы еще заметнее, если бы берега, испытывающие гляциоизостатическое поднятие, не были бы так же широко распространены. По всей вероятности, преобладание по протяженности берегов, испытывающих относительное погружение, прежде всего отражает современное состояние уровня Мирового океана, испытывающего повышение со скоростью от 1 до 3,3 мм/год [*Клиге*. 1980].

Региональный обзор берегов мира показывает, что за последние десятилетия очень важной чертой динамики аккумулятивных берегов является их размыв. Эта особенность современного развития берегов связана как с молодой историей современной береговой зоны, так и с состоянием уровня Мирового океана. Весьма вероятно также, что развитие усугубляется гидротехническими мероприятиями, проводимыми в бассейнах рек и неизбежно ведущими к дефициту наносов в береговой зоне.

Основные этапы развития береговой зоны в голоцене

Как уже упоминалось, при рассмотрении процессов развития береговой зоны за сравнительно длительный отрезок времени первостепенное значение приобретают эвстатические колебания уровня Мирового океана и тектонические вертикальные движения берегов. Интегральный результат действия этих двух факторов обычно называют относительными вертикальными колебаниями уровня Мирового океана. Сложные соотношения названных факторов определяют интенсивность и направленность береговых процессов, результатом их действия является эволюция побережий океанов и морей. При этом тенденции, приобретенные ранее, как и формы рельефа, образовавшиеся в недавнем прошлом, могут сохраняться еще длительное время и влиять на современный ход процессов, хотя условия сегодняшнего этапа уже неблагоприятны для их сохранности. Поэтому развитие абразионно-аккумулятивного процесса следует рассматривать в историческом плане, на фоне относительных изменений уровня Мирового океана.

Исключительно большое значение для формирования современной береговой зоны имела голоценовая эвстатическая трансгрессия океана, которую обычно называют фландрской. Собственно начало этой трансгрессии относится еще к позднему плейстоцену, к началу отступания ледниковых покровов позднего вюрма (позднего висконсина) в Европе и Северной Америке (17—16 тыс. лет назад). В течение позднеплейстоценового-раннеголоценового этапа развития этой трансгрессии уровень океана повышался очень быстро — со скоростью 9 м за тысячу лет. В течение второго, собственно голоценового этапа уровень повышался замедленно — со скоростью от 4 до 1 м за тысячелетие. По данным многих исследователей, уровень океана 18 тыс. лет назад был на 100 м ниже современного, 15 тыс. лет назад — на 80 м, 10 тыс. лет назад — на 30 м, 6 тыс. лет назад — на 6 м. В результате резкого повышения уровня на первом этапе были затоплены обширные прибрежные равнины, которые благодаря этому и превратились в шельфы. Как считают О. К. Леонтьев и Л. Г. Никифоров [1965], во время максимума фландрской трансгрессии началось формирование наиболее крупных аккумулятивных форм береговой зоны Мирового океана — береговых и островных баров, окаймляющих низменные прибрежные равнины. Затем уровень стал понижаться, что стимулировало интенсификацию поступления материала со дна к берегу, усиленный рост береговых и островных баров. В настоящее время все эти крупные береговые аккумулятивные формы имеют отметки своей вершинной поверхности 5—7 м, а там, где они подвергались дюнообразованию, — и того больше.

По Фейрбриджу и некоторым другим авторам, за последние 5 тыс. лет уровень океана был по крайней мере дважды выше современного, но по мере приближения к нашему времени все более стабилизировался. Однако в текущем столетии он вновь стал подниматься в связи с потеплением климата, которое достигло максимума в 30—40-х годах XX в. Этот подъем уровня нарушил условия динамического равновесия, установившегося ранее, и береговые бары стали размываться морскими волнами. В настоящее время этот процесс также принял глобальный характер и в большинстве случаев вызывает острую необходимость в берегозащитных мероприятиях.

Таким образом, можно предполагать, что наиболее крупные береговые аккумулятивные формы унаследованы современной береговой зоной от времени максимального пика фландрской трансгрессии и последующего спада уровня и в связи с этим являются реликтовыми. Современный размыв аккумулятивных берегов — указание на их реликтовость. Но не только подъем уровня Мирового океана причина этого явления. Не меньшее значение имеет истощение запасов донного рыхлого материала, из которого формируются прибрежно-морские наносы, возникший дефицит наносов, который на низменных, окаймленных барами берегах лишь в очень небольшой степени компенсируется выносом рек. Как уже упоминалось, одной из важнейших причин этого дефицита является воздействие человека на режим жидкого и твердого стока многих рек, впадающих в моря и океаны.

В начальный этап развития позднеледниково-послеледниковой трансгрессии вследствие ускоренного повышения уровня океана не было благоприятных условий для активного проявления абразионного процесса. Время пика фландрской трансгрессии, напротив, было оптимально для развития абразионных форм. В этот период сформировались активные клифы на береговых склонах, сложенных сланцевыми, песчаниковыми породами, вулканическими туфами, рыхлыми четвертичными отложениями. Происходила выработка абразионного профиля равновесия; на берегах, сложенных переслаивающимися породами разной степени прочности, формировался грядовый рельеф; на оползневых участках образовывались валы выпирания, на участках, сложенных однородными породами, — широкие абразионные террасы. По мере расширения бенча, образования обвальных нагромождений у подножий клифов процесс абразии на большинстве участков берегов замедлился, и можно считать, что сейчас эти участки абразионных берегов достигли в своем развитии стадии зрелости. Местами же, особенно на берегах со значительным расчленением береговой линии, можно наблюдать высокие, хорошо «оформленные» клифы, которые явно в современных условиях ослабленного волнения в

Морской прибой, подобно скульптору-модернисту, вытачивает причудливые формы рельефа. Архипелаг Тонго

хорошо укрытых заливах не могли образоваться. По-видимому, эти клифы образовались значительно раньше, во время плейстоценовых трансгрессий в межледниковые эпохи, когда высота уровня океана по крайней мере на 10 м превосходила современный уровень и возможности для активного абразионного процесса были гораздо более благоприятными, чем сейчас.

В общем, говоря о береговой зоне в глобальном масштабе, можно считать, что время наиболее активных преобразований берегов уже прошло. На абразионных берегах современный период характеризуется в большинстве случаев установлением своеобразного равновесия между расходом энергии волн при подходе к берегу и сопротивляемостью горных пород размыву. В одних случаях до берега доходит значительный поток волновой энергии, но склоны не разрушаются благодаря высокой прочности пород, слагающих клифы. В других случаях клифы врезаны в легко размывающиеся породы, но размыва не происходит, так как вся волновая энергия растрачивается на преодоление широких бенчей, окаймляющих такие берега.

Активное разрушение берегов происходит там, где склоны сложены рыхлыми четвертичными породами, а волны по тем или иным местным условиям доносят до берега значительную часть своей энергии. Пример этого рода — Самбийский п-ов на Балтийском побережье. Во многих случаях размыв берегов связан с участками, испытывающими значительное тектоническое погружение, что, складываясь с повышением уровня, создает эффект интенсивного относительного погружения. В этих случаях абразионные подводные террасы, не успевая приобрести большую ширину, быстро оказываются на значительной глубине, а берега остаются приглубыми, т. е. благоприятными для абразии. Нередко активизация абразии может быть связана с местными изменениями условий (например, уменьшение твердого стока реки и соответственно возникновение дефицита наносов в береговой зоне). Нередко активизация абразии связана с хозяйственной деятельностью человека, неразумным природопользованием (например, изъятие наносов с пляжа в качестве строительных материалов ведет к дефициту наносов и размыву берегов). Высокая скорость разрушения сохраняется на термоабразионных берегах.

Аккумулятивные формы в береговой зоне также в большинстве случаев уже прошли стадию бурного роста. На берегах морей с ярко выраженным перемещением наносов аккумулятивные формы образуют единую систему с абразионными берегами, и отмирание абразии влечет за собой отмирание аккумулятивных форм, их размыв. О современном размыве аккумулятивных береговых форм океанских побережий и причинах этого явления мы говорили выше. Отметим еще раз, что размыв береговых аккумулятивных форм приобрел уже глобальный характер и может рассматриваться как одна из наибо-

лее характерных особенностей современной динамики береговой зоны.

Весьма высокие темпы аккумуляции отмечаются на дельтовых берегах, а также на некоторых отмелых берегах, подверженных воздействию приливов и характеризующихся быстрым нарастанием приливных осушек. Вместе с тем приливы могут и способствовать интенсификации разрушения берега, как это можно видеть, например, в Мезенской губе Белого моря.

О физико-географической зональности типов морских берегов и берегоформирующих процессов

О физико-географической зональности морских берегов говорилось во многих сводных работах и монографиях, посвященных морским берегам. Среди них еще раз упомянем труды В. П. Зенковича [1962], О. К. Леонтьева [1961], П. А. Каплина [1973], работы Х. Валентина [*Valentin*. 1952], Д. Девиса [*Devies*. 1972], Макгилла [*McGill*. 1958] и многих других авторов. Из последних работ по этому вопросу отметим статью Л. Г. Никифорова и Г. А. Торопова [1977]. Данному вопросу уделено внимание и в этой книге, где концепция физико-географической зональности береговых форм и процессов получает хорошее подтверждение в материалах, приведенных в ее региональных главах.

Исходя из схемы географических поясов, предложенной А. М. Рябчиковым [Страны и народы. 1978], целесообразно суммировать материал по следующим поясам: 1) арктический (антарктический), 2) субарктический (субантарктический), 3) умеренные северный и южный, 4) субтропические северный и южный, 5) тропические северный и южный, 6) субэкваториальный и экваториальный.

Арктический и субарктический (антарктический и субантарктический) пояса

Важнейшим условием развития берегов в этих поясах является кратковременность периода волнового воздействия вследствие длительности существования ледяного покрова в прибрежных водах морей этих поясов. Отсюда сравнительно слабое воздействие на морские берега важнейшего фактора их развития и динамики — морского волнения. Важным следствием этого являются широкое распространение в пределах этих поясов берегов, мало измененных морем, значительная расчлененность берегов, обусловленная ингрессией океана в понижения рельефа подтопляемой суши, не подвергавшихся существенному выравниванию. Специфическим береговым процессом в этих поясах является термическая абразия, связанная с широким распространением в пределах описываемых поясов толщ рыхлых пород, скованных вечной мерзлотой (криогенные породы), и чистых материковых льдов во многих местах, в особенности в Антарктиде, выходящих прямо к океану и слагающих его берега. Таким образом, здесь распространены такие специфические типы берегов, не встречающихся в других поясах, как термоабразионные и ледяные.

Термическая абразия в полярных районах может быть основным фактором поступления терригенного материала в береговую зону. Поскольку криогенные породы характеризуются резким преобладанием тонких фракций механического состава, в результате термической абразии образуется масса пелитового и алевритового материала, значительная часть которого выносится течениями в открытый океан и расходуется здесь на формирование донных, в том числе и абиссальных, отложений, а другая часть формирует приливные и нагонные осушки. Характерной особенностью этих тонких по механическому составу наносов является обилие неустойчивых минералов в их составе, что связано со слабым химическим выветриванием в условиях постоянных невысоких температур воды и воздуха.

На абразионных и гораздо более распространенных здесь денудационно-абразионных берегах интенсивное морозное выветривание имеет результатом формирование грубообломочного материала и соответственно щебнистых, галечных береговых наносов. Характерны такие своеобразные формы рельефа, как стрэндфлеты. Приуроченность именно к этим поясам шхерных и фиордовых берегов в значительной степени также климатически обусловлена, поскольку при понижении средних годовых температур на несколько градусов именно в этих поясах северного полушария формировались центры материкового оледенения.

Некоторые районы северной окраины умеренного пояса в северном полушарии (и соответственно южной окраины в южном полушарии) по развитию здесь шхерных и фиордовых берегов, стрэндфлетов и других характерных для арктических и субарктических берегов форм и образований тяготеют к арктическому и субарктическому поясам. Это объясняется тем, что именно вследствие похолодания в плейстоцене в данных районах в то время существовали условия субарктического и арктического поясов и сами эти районы в ряде случаев являлись центрами оледенения. Яркие примеры таких районов, сохранивших в морфологии реликтовые формы берегов арктического или субарктического поясов, — это берега Балтийского щита, Северной Шотландии, а в южном полушарии — южных районов Чили и Новой Зеландии.

Умеренные пояса

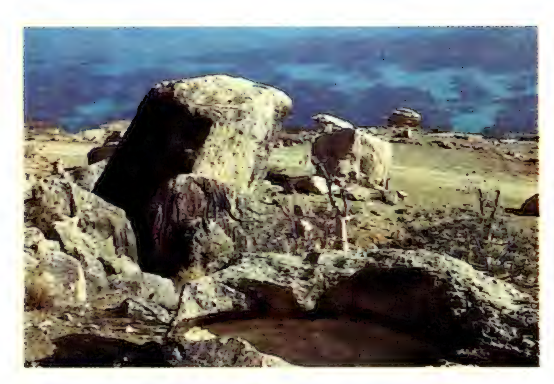
Берега в пределах этих поясов постоянно подвержены воздействию мощных штормов, что обусловливается их положением в зоне активной циклональной циркуляции атмосферы; применительно к северному полушарию это области Исландского и Алеутского минимумов атмосферного давления. Поэтому и абразионные, и аккумулятивные процессы в береговой зоне умеренных поясов протекают весьма активно. Накладываясь на большое разнообразие геологического строения берегов в пределах этих поясов, высокая активность волновых процессов обусловливает большое разнообразие типов берегов и береговых форм. Как уже упоминалось, в ряде районов, подвергавшихся в плейстоцене материковому оледенению, сохранились формы расчленения береговой линии, свойственные берегам арктического и субарктического поясов (в южном полушарии — антарктического и субантарктического поясов).

В условиях умеренного пояса интенсивность процессов выветривания весьма значительна, поэтому и твердый сток рек достаточно обилен. Несмотря на широко представленные здесь абразионные формы, главным источником поступления обломочного материала в береговую зону становятся реки. Довольно значительна также продуктивность организмов, поставляющих материал донного биогенного происхождения. Это главным образом створки пластинчатожаберных и раковины брюхоногих моллюсков. Однако на берегах морей умеренного пояса чистые скопления биогенного материала, позволяющие говорить об образовании ракушечных пляжей или о ракушечных наносах на подводном склоне, встречаются довольно редко. Они присущи таким участкам побережья и шельфа, где биогенное осадкообразование не подавляется терригенным (Азовское море, Северный и Восточный Каспий, Аральское море). Как видно из перечня примеров, этому способствует аридность климата, обусловливающая малые значения речного твердого стока.

Л. Г. Никифоров и Г. А. Торопов [1977] считают, что распределение типов берегов в умеренном и субарктическом поясах почти идентично, т. е. что зонально-климатический фактор существенно не влияет на распределение современных берегоформирующих процессов. Ими отмечаются, в частности, близкие значения суммарной протяженности малоизмененных и денудационно-абразионных берегов (около 50% от общей протяженности берегов). В большой степени это определяется, как нам кажется, унаследованностью форм берегового расчленения в районах древнего материкового оледенения в сочетании с благоприятными для их сохранности геологическими условиями.

Субтропический пояс

Берега морей и океанов в субтропическом поясе существенно отличаются — по распространению среди них тех или иных типов — от берегов умеренного пояса. Как и в умеренном поясе, они подвержены воздействию волн, обусловленных штормами, связанными с западной циркуляцией, но здесь к ним добавляются ураганы. Это обусловливает наиболее высокий процент протяженности абразионных берегов в субтропическом поясе по сравнению со всеми другими климатическими поясами, но и протяженность аккумулятивных берегов здесь максимальна. Берега же денудационно-абразионные и не измененные морем здесь нетипичны. Очень характерны для океанских берегов субтропического пояса крупные береговые аккумулятивные формы типа баров и островных баров. Соответ-



Карстовый ландшафт с желобковыми каррами и орисангами в обвальном шлейфе на северном берегу острова Сокотра

Живой коралл в архипелаге островов Тонго

ственно здесь широко представлены лагуны, причем для районов со значительным количеством атмосферных осадков характерно широкое участие растительности в процессе деградации лагун и в динамике отмелых низменных открытых побережий. В южных районах на побережьях субтропического пояса появляются мангры. В составе наносов в гумидных областях преобладает терригенный материал аллювиального генезиса.

Вообще же в пределах субтропического пояса отмечаются заметные различия в типах и в динамике берегов в гумидных и в аридных областях этого пояса. Аридным и семиаридным областям, в основном охватывающим Средиземноморье и Калифорнийское побережье в северном полушарии, свойственны некоторые черты, сближающие их с аридными и семиаридными областями тропического пояса. Здесь резко возрастает роль биогенного известкового материала в составе осадков, появляются явления цементации наносов, образование бич-рока, в ряде районов, особенно с резко выраженными аридными чертами климата, встречаются ракушечные и мшанковые пески, скопления чистой ракуши.

Тропический пояс

Северная граница этого пояса в северном полушарии уверенно трассируется по годовой изотерме воды 20° и, следовательно, соответствует северной границе распространения коралловых рифов. Здесь же начинается массовое развитие мангров. Интенсивное выветривание горных пород в тропических условиях обусловливает образование больших масс мелкозернистого терригенного материала, выносимого в огромных количествах реками в береговую зону и далее в зону шельфа. Это имеет следствием образование широких илистых осушек в районах с высокими приливами. Главным гидродинамическим фактором в пределах тропического пояса служат волны зыби, но нельзя сбрасывать со счетов волны, образующиеся в результате воздействия пассатов, так как наветренные берега каждого из океанов оказываются в этих случаях подверженными действию волн, возбуждаемых умеренными ветрами, имеющими, однако, очень большой разгон над водной поверхностью и высокую повторяемость. То же можно сказать о побережьях с муссонной циркуляцией атмосферы.

Однако наиболее характерным для берегов тропических широт является широкое развитие коралловых форм рельефа — барьерных и окаймляющих рифов, коралловых островов в непосредственной близости от берега.

Коралловые рифы интересны с точки зрения геоморфолога не только как определенные формы рельефа береговой зоны, но и как источник обильного поступления материала, из которого формируются наносы на смежных участках. Коралловый песок, например, наиболее доминирующий материал в составе отложений пляжа даже в тех случаях, когда продуцирующие их рифы находятся на значительном расстоянии от берега, как, например, на некоторых участках южного побережья Кубы, или когда сами рифы имеют небольшую протяженность, как, например, у берегов о. Сокотра. Что же

касается мангров, то все больше появляется сторонников такой точки зрения, что они представляют собой характерный элемент ландшафта берегов тропических морей, но участие их в динамике берегов резко преувеличивалось, когда предполагалось, что мангровые заросли способствуют аккумуляции илов, их закреплению и выдвижению фронта аккумулятивного берега в сторону моря или океана. В действительности мангры поселяются только в защищенных участках побережий, только на мелководье, т. е. в условиях, которые существовали до их поселения и не были, следовательно, созданы манграми.

Экваториальный пояс

Берега в экваториальном поясе в целом отличаются теми же особенностями, что и тропические берега, но только здесь эти черты как бы усилены. Именно в экваториальном поясе сосредоточена бóльшая часть стока рек-гигантов: Амазонки и Ориноко, Нигера и Конго, Ганга и Брахмапутры, каждая из которых выносит гигантские массы алевритовых и пелитовых осадков, образующихся главным образом в результате размыва мощных латеритных кор выветривания. Этим обусловливается широкое распространение аккумулятивных берегов, сложенных тонкими терригенными осадками, на берегах морей экваториального пояса. Здесь развиваются крупнейшие дельты мира, которым зачастую, уже в абиссали, соответствуют мощные конусы выноса мутьевых потоков. Гидродинамическая обстановка в экваториальном поясе, как известно, определяется слабыми волнениями, высокой повторяемостью штилевой погоды, и эти спокойные условия лишь эпизодически прерываются жестокими тропическими ураганами.

Таким образом, убеждаемся еще раз в том, что распределение различных типов берегов, ареалов распространения процессов, их формирующих, подчиняется закону климатической, или, говоря шире, физико-географической, зональности. Этот закон на берегах Мирового океана проявляется прежде всего в зональном распределении процессов абразии и аккумуляции в береговой зоне. Те или иные особенности абразионно-аккумулятивного процесса создают благоприятную обстановку для появления различных специфических элементов ландшафта береговой зоны — как, например, мангров или кораллов в тропиках и в экваториальном поясе, береговых дюн в аридных областях субтропического и тропического поясов[1], термоабразионных уступов и солифлюкционных потоков в полярном поясе и т. д. Эти образования и придают неповторимый облик ландшафтам берегов в различных климатических зонах.

Человек и морские берега

В полосе шириной 50 км вдоль всех берегов Мирового океана сосредоточено 27,3% населения нашей планеты, 23% населения крупных городов [Экономическая география... 1979]. На берегах сосредоточен огромный экономический потенциал человечества. Одних только портов с грузооборотом более 10 млн т каждый здесь около 100, среди них такие гиганты, как Роттердам и Иокогама (грузооборот более 150 млн т), Нью-Йорк, Филадельфия, Антверпен, Лондон, Марсель, Новый Орлеан (по 50—100 млн т), Мина-эль-Ахмади в Кувейте, рассчитанный на 100-миллионный грузооборот нефти и нефтепродуктов.

Для строительства портов, развития морского транспорта у моря отвоевываются обширные акватории. В Японии, например, из-за нехватки прибрежных участков суши, пригодных для погрузочно-разгрузочных операций, создаются новые площади искусственной суши. С 1956 по 1962 г. здесь было создано 2600 га искусственной суши. Издавна отвоевывают у моря новые площади голландцы. Всем известно, что около половины территории Голландии лежит ниже уровня океана, и приходится строить очень протяженные защитные дамбы. Голландия ведет также большие работы по осушению прибрежных мелководных акваторий для самого разнообразного использования. За время существования Голландии, а главным образом за последние 200 лет, осушены многие десятки тысяч гектаров бывших ваттов. Возможности техники в настоящее время столь велики, что проектируется постройка целых островов в

[1] Что не исключает, разумеется, мощного дюнообразования в других климатических поясах при наличии благоприятных геологических и гидрометеорологических условий.

открытом море. Так, в Северном море планируется создание искусственного острова площадью 5 тыс. га для вывоза нефти с морских нефтепромыслов.

Более 90% всех перевозок международного торгового оборота осуществляется по морю. Мировой торговый флот насчитывает в настоящее время более 35 тыс. судов грузоподъемностью 500 т и выше, среди них имеются мощнейшие супертанкеры грузоподъемностью до 300 и даже 500 тыс. т. Каждое из этих судов начинает свое плавание от берега и заканчивает его у берега. Только из этого факта можно сделать вывод об огромном прессинге, который оказывает человек на береговую зону морей и океанов, и вместе с тем об огромном значении морских берегов для экономической деятельности человечества.

Для строительства портов приходится сооружать молы и волноломы, которые практически всегда оказывают то или иное, чаще — отрицательное, воздействие на режим береговой зоны, вызывая заносимость, обмеление акватории порта или прилегающих к нему участков дна или же так называемые низовые размывы, т. е. разрушение берегов волнами там, куда благодаря строительству мола или волнолома наносы уже не поступают в том объеме, который бы обеспечил полную «загрузку» потока наносов. Возникающий вследствие этого или каких-либо иных причин размыв берега в большинстве случаев нежелателен, с ним надо бороться различными инженерными средствами. Воздвигая сооружения по защите берега от размыва, человек продолжает вмешиваться в природные процессы, протекающие в береговой зоне, что нередко приводит к отрицательным последствиям.

В настоящее время все шире внедряются передовые методы защиты берегов и создания защищенных от волнения акваторий, использующие для этих целей сами силы природы. Это создание отсыпных пляжей, которые сами же по мере своего формирования становятся средством защиты берега от размыва, искусственное расчленение контуров берегов, искусственное создание кос и перейм. В последние годы в Грузинской ССР широкое применение получило искусственное создание пляжей путем галечно-гравийной отсыпки в прибойной зоне. Для научной разработки этих инженерных мероприятий и их правильного осуществления здесь создано специальное научно-производственное объединение «Грузморберегозащита».

С вопросами судоходства и берегоукрепления тесно связано прибрежное рыболовство. Мировой улов рыбы в настоящее время достигает 70 млн т, что очень близко к максимально допустимому улову (порядка 90—100 млн т). Когда-то прибрежное рыболовство занимало в мировом рыбном хозяйстве очень важное место. Однако основной улов рыбы приходится уже десятки лет на открытое море, главным образом на шельфовые воды. При этом по мере объявления приморскими государствами своей юрисдикции на прибрежную 200-мильную зону моря все в большей степени обнаруживается тенденция к сдвигу основных рыболовных районов в сторону батиали и абиссальных вод океана. Отмирание прибрежного рыболовства в ряде случаев отрицательно сказывается на экономической жизни и населенности побережий. Так, например, в связи с запрещением прибрежного лова на некоторых берегах дальневосточных морей, с прекращением прибрежного лова сельди на Каспии были ликвидированы многие рыбные промыслы, берега лишились экономической ценности на протяжении многих десятков километров и были покинуты населением.

В настоящее время важнейшие районы прибрежного лова — это прибрежные зоны Норвегии, Исландии, Средиземноморья, морей Северного Ледовитого океана и некоторых других.

В последнее время береговая зона морей и океанов все эффективнее используется для разведения и выращивания морских организмов, представляющих значительную пищевую ценность. Это устрицы, гребешок, мидии, трепанги, морская капуста и др. Особенно важны работы по рыборазведению. Здесь, безусловно, одно из почетных мест принадлежит советским ихтиологам, а также практикам рыбного хозяйства, благодаря усилиям которых на Каспийском море восстановлено поголовье осетровых рыб, которым еще пятнадцать лет назад грозила перспектива попасть в Красную книгу. Деятельность человека по разведению и выращиванию морских животных и растений в целях пополнения пищевых ресурсов, как правило, не нарушает

Небольшой порт на побережье Дании с двух сторон огражден молами

природные процессы, протекающие у берега. Однако изучение динамики берегов и определяющих ее факторов как для прибрежного рыболовства, так и для марикультур совершенно необходимо в той же степени, в какой и для нужд портостроения или разработки планов защиты морских берегов от размыва.

Начиная с конца 40-х годов береговая зона вместе с шельфом привлекает все более пристальное внимание геологоразведчиков. Вслед за разведкой расширяется и добыча минеральных ресурсов в море. В настоящее время площадь, перспективная на нефть и газ в пределах шельфа, т. е. либо в пределах береговой зоны, либо вблизи ее, составляет 13 млн км^2, а число обнаруженных здесь морских месторождений углеводородов превышает 700. Прогнозные запасы углеводородов морских месторождений в нефтяном эквиваленте (1200 м^3 газа = 1 т нефти) составляют более 200 млрд т [Экономическая география... 1979].

Первые морские тонны нефти были получены в Азербайджане еще в 1924 г. из нефтяных колодцев, сооруженных в море в 20—30 м от берега, изолированных искусственным путем от воды. Морское бурение (глубокие скважины) было начато с плавучих барж, эстакад и искусственных островов в 30—40-х годах в США — в Мексиканском заливе и у берегов Калифорнии, а в СССР — в Каспийском море — у побережий Дагестана и Азербайджана. В настоящее время кроме упомянутых районов крупнейшими районами морской добычи нефти и газа являются также Северное море, шельфы Гайаны и Венесуэлы, залив Маракайбо (Венесуэла), прибрежные воды залива Кука, Перуанский шельф близ Гуаякиля, Персидский залив, разведка же ведется в сотнях других районов. Уже сейчас морская нефть составляет до $^1/_3$ всей мировой добычи нефти.

Морская буровая вышка

Знание геоморфологии береговой зоны и шельфа при разведке и эксплуатации морских

нефтяных месторождений совершенно необходимо не только потому, что структурно-геоморфологический метод поисков является наименее дорогостоящим и должен в связи с этим предшествовать геофизике и бурению (поскольку он уже на первых порах позволяет сузить круг поиска), но и потому, что морские разведка и добыча быстро обрастают сложными и разнообразными инженерными сооружениями и при их проектировании и строительстве необходимо иметь четкое представление о процессах, протекающих на морском дне.

Вместе с тем морская добыча нефти представляет собой наиболее опасный наряду с нефтеналивным флотом источник загрязнения прибрежных, да и не только прибрежных вод. В связи с большими перспективами морской добычи нефти значение этого источника загрязнения будет все нарастать, и уже сейчас в некоторых странах, в особенности в СССР, введены в действие правила проведения морских работ, предусматривающие строгую ответственность лиц, виновных в загрязнении акватории нефтью.

К сказанному добавим, что отрицательное воздействие на воды прибрежной зоны оказывают и нефтепромыслы, расположенные хотя и на суше, но в непосредственной близости от берега.

Твердые полезные ископаемые, извлекаемые в пределах береговой зоны морей и океанов, имеют меньшее значение в экономике прибрежных стран, чем нефть и газ, но непосредственно в местах добычи это воздействие на береговую зону может быть велико. Мы исключаем из этого очень беглого рассмотрения те полезные ископаемые, которые добываются при помощи шахт, уходящих под морское дно (в некоторых случаях на глубину до 2400 м ниже ур. м. и на расстояние до 6—8 км от берега), так как обычно такие шахты не влияют на режим береговой зоны.

Многочисленны на берегах морей и океанов россыпные месторождения таких твердых полезных ископаемых, как ильменит, рутил, циркон, тантало-ниобаты, платина, золото, касситерит, алмазы. Разработка россыпных месторождений (нередко возникающих в результате сортирующей деятельности волн, иногда ветра, чаще же имеющих иное происхождение, но оказавшихся либо в береговой зоне, либо в непосредственной близости от нее) связана с перемещениями больших масс рыхлой породы — пляжевого или иного материала, включающего полезные ископаемые. Если добыча происходит непосредственно на пляже, ясно, что такие громадные перемещения рыхлых масс полностью нарушают сложившееся в природных условиях равновесие между поступлением материала и удалением его. Еще более мощные воздействия добыча полезных ископаемых в россыпях гидромониторным способом оказывает в тех случаях, когда она производится вне береговой зоны, но на берег выбрасывается в огромном количестве пустая порода. Так, сброс перемытого материала при добыче олова в Валькумее или янтаря в

Нефтяное загрязнение одного из участков побережья Бретани. 16 марта 1978 г. танкер «Амоко Кадиз» дедвейтом 229 тыс. т во время шторма потерял управление и налетел на каменный риф. Примерно 69 млн галлонов арабской нефти выплеснулось в море и покрыло соседние участки берега вязким слоем, убивая все живое

Карьеры по добыче песка на побережье Амурского залива

Калининградской области привел к формированию крупных техногенных береговых аккумулятивных форм, причем в Калининградской области образование мощного конуса выноса имело результатом полное прекращение абразии на западном берегу Самбийского п-ова. Вместе с тем сбрасывание в море «хвостов» — отходов горно-обогатительных комбинатов, готовящих обычно концентраты полезных ископаемых тут же, на месте добычи, неизбежно ведет к отравлению вод вредными стоками. Да и увеличение мутности при спуске пульпы в береговую зону неблагоприятно в целом для организмов, обитающих в прибрежных водах.

Важнейшим минеральным ресурсом в береговой зоне являются строительные материалы, нужда в которых с каждым годом возрастает. Пляжи и другие аккумулятивные формы чрезвычайно соблазнительны как готовые скопления строительного материала — песка, гальки, гравия, ракуши (которая, кстати, идет в ход не только как строительный материал, но и как карбонатная подкормка на птицефабриках). Однако к решению вопроса, где и сколько можно добывать этих материалов на пляжах и на береговых аккумулятивных формах, надо подходить с большой осторожностью. Известно, что одной из причин возникновения резкого дефицита наносов в береговой зоне Кавказского побережья Черного моря явилось массовое изъятие гальки с пляжей, что способствовало интенсификации размыва берегов на этом побережье Черного моря [*Зенкович*. 1962]. Известно также, что неумеренная добыча ракуши на Арабатской косе привела к угрозе прорыва высококонцентрированной соленой воды Сиваша в Азовское море, что было бы губительно для всей фауны этого моря.

Сейчас уже совершенно ясно, что пляжи скорее нуждаются в дополнительных источниках поступления материала и лишь в очень редких случаях, требующих досконального научного обоснования, могут быть использованы для добычи строительных материалов. Вместе с тем вполне допустимо, также при достаточном научном обосновании, производить добычу строительных материалов на подводном береговом склоне; примеры удачных разработок, не ставящих под угрозу состояние берега, имеются. Для научной постановки таких разработок необходимо тщательное изучение как баланса наносов на подводном склоне, так и общего геоморфологического строения берега.

Важной стороной взаимоотношений берега и человека является использование морских берегов для рекреационных целей.

Отпуск на морском берегу — один из самых популярных видов отдыха. Здесь первостепенную роль наряду с гидрометеорологическими и климатическими условиями приобретают пляжи. Сам термин «пляж», так сказать, утрачивает свой геоморфологический смысл и приобретает смысл чисто рекреационный.

Усиливающийся с каждым годом наплыв отдыхающих на пляжи популярных рекреационных побережий, таких, как Черноморское побережье Кавказа или Крыма, пляжи Флориды и Калифорнии в США, Средиземно-

Район г. Гагра на 1.II.82 г. Строительство бетонных берегоукрепительных сооружений обусловило распространение размыва смежного участка берега

Тот же участок на 1.V.83 г. После неоднократного воздействия осенне-зимних штормов сезона 1982—1983 гг.

Тот же участок на 1.IX.82 г. Внесенный пляжеобразующий материал ввиду отсутствия штормов не перераспределен

морья и многих других районов в целом отрицательно сказывается на состоянии морских берегов, если он не контролируется соответствующими инспекционными органами. Вместе с тем много имеется и таких прибрежных районов, которые не уступают, а иной раз и превосходят по своим рекреационным качествам популярные среди населения районы. Таким образом, выявление таких береговых районов, которые имеют прекрасные рекреационные качества, но в силу своей малой известности не используются или слабо используются в рекреационных целях, будет способствовать ослаблению давления на районы, перегруженные массами отдыхающих. Сказанное относится и к туризму, который является разновидностью отдыха и для которого морские берега всегда были весьма притягательны.

Самым отрицательным следствием экономической деятельности человека в береговой зоне морей и океанов является загрязнение прибрежных вод, а также прибрежной полосы суши, включая пляж, и воздушного бассейна. Об этом сейчас много говорится и

Таблица 6

Оценка сравнительной опасности для морской среды 12 видов загрязняющих веществ [из «Экономической географии Мирового океана». 1979]

Виды загрязняющих веществ	Вред для живых ресурсов моря	Опасность для здоровья человека	Препятствие деятельности человека в море	Эстетический эффект
Радиоактивные материалы	0	3	0	0
Тяжелые металлы, включая ртуть	4	4	0	0
Другие неорганические вещества	2—3	0—2	0—3	0—2
Твердый мусор	2	0	4	4
Пестициды и гербициды	3—4	2—4	0	0
Нефть	2	1	2	3
Органические химикалии	0—4	0—3	0—3	0—4
Другие органические отходы	3	0	2	3—4
Коммунальные сточные воды	4	4	2	4
Детергенты, моющие средства	1	0	0	2
Отходы военной промышленности, армии и флота	1	1	0	0
Нагретые воды	3	0	0	0
Отвалы грунта и инертные отходы	3	0	2	3

пишется. Из недавних работ по этому вопросу, трактуемому в более широком масштабе применительно не только к прибрежным водам, но и ко всему Мировому океану в целом, мы рекомендуем читателю главу X в книге «Экономическая география Мирового океана» [1979]. Здесь же отметим, что бóльшая часть загрязняющих веществ поступает в океан именно с берега. Нетрудно заметить, что практически все источники загрязнения, приведенные в табл. 6, имеют непосредственную связь с берегом или сушей, хотя некоторые из них могут иметь и морское происхождение (поступление радиоактивных материалов при авариях атомных подводных лодок, нефти с морских нефтяных промыслов или из танкеров, потерпевших аварию в открытом море; твердого мусора, в изобилии выбрасываемого в море с морских судов во время рейсов, и многих других веществ).

В приведенной таблице цифры означают: 0 — нет настораживающих данных, 1 — неопределенная опасность, 2 — незначительная, 3 — значительная, 4 — большая опасность.

Несомненно, самым мощным источником загрязнения является нефть. Особенно тяжелые последствия возникают при авариях супертанкеров, которые, как правило, происходят именно в прибрежных водах. При изучении последствий кораблекрушения супертанкера «Торн Кэньон» оказалось, что в результате отравления нефтью в прибрежной зоне Французского побережья Ламанша до глубины 14 м вымерло решительно все население дна (бентос), погибли десятки тысяч водоплавающих птиц, несметное количество рыбы. Нефть особенно опасна потому, что она действует и как отравляющее вещество, и как разрушитель трофических цепей в морях и океанах (при уничтожении одних организмов гибнут и другие, питающиеся ими), нефтяные пленки препятствуют испарению с водной поверхности и аэрации водной толщи, что подрывает условия обитания организмов планктона и нектона, оседая на дно, нефтепродукты заражают грунт, уничтожая тем самым бентос.

Многие токсические продукты содержатся в промышленных и коммунальных сточных водах, а эти воды в первую очередь поступают в береговую зону. При сливе оросительных вод с поливных земель в море в изобилии поступают инсектициды и гербициды, а также химические удобрения. Таким образом, береговая зона первая принимает удар загрязнения и больше всего страдает от него по сравнению со всеми другими зонами морей и океанов. Наконец, тепловое загрязнение, главным носителем которого являются промышленные сточные воды и сточные воды электростанций (тепловых и атомных, которые наиболее выгодно сооружать именно на морских побережьях), также в наибольшей степени воздействует на прибрежные воды.

Для наиболее полного предвидения развития природной среды в береговой зоне в настоящее время необходимо от геоморфологического и гидродинамического изучения морских берегов переходить к более комплексным исследованиям, которые охватят всю совокупность природных явлений, нужны разработка и создание основ экологии береговой зоны, физической географии морских берегов.

Айбулатов Н. А. Исследования вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М., 1966.

Айбулатов Н. А., Никифоров Л. Г. Основные черты морфологии и динамики побережий аридных областей (на примере залива Б. Сирт, Северная Африка) // Вопросы географии. М., 1982. Вып. 119.

Айбулатов Н. А., Пискарева М. А. Продольная структура вдольберегового потока взвешенных наносов в условиях дефицита обломочного материала // Тез. докл. II съезда сов. океанол. М., 1982. Вып. 8. Ч. I.

Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., 1972.

Александровская Н. В., Ерамов Р. А., Игнатьев Г. М. и др. Физическая география частей света. М., 1963.

Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М., 1980.

Атлантический океан. В сер. География Мирового океана. Л., 1984.

Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л., 1980.

Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. Л., 1977.

Бадюков Д. Д. Древние береговые линии как индикаторы уровня моря // Изменения уровня моря. М., 1982.

Бадюков Д. Д. Влияние изменения формы геоида и деформации твердой Земли под воздействием водной нагрузки на изменения уровня моря в послеледниковое время // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982.

Берега Тихого океана. М., 1967.

Берсенев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря // Вопр. геол. дна Японского моря. Владивосток, 1973.

Богомолов А. Л., Коротаев В. Н., Чалов Р. С. Опыт геоморфологического картирования морских заливов эстуарного типа и дельт впадающих в них рек (на примере южной части Тазовской губы) // Геоморфологич. картир. в мелких масштабах. М., 1976.

Богучарсков В. Т., Иванов А. А. Дельта Кубани. Ростов-на-Дону, 1979.

Болдырев В. Л., Гуделис В. К., Кнапс Р. Я. Потоки песчаных наносов юго-восточной Балтики // XXIII Межд. геогр. конгресс, симпоз. Динамика морских берегов. Тбилиси, 1976.

Бондарев Л. Г. Суша, отвоеванная у моря. М., 1979.

Венк Э. Минеральные ресурсы океана // Океан. М., 1971.

Владимиров А. Т. Особенности динамики берега Западной Камчатки в связи с гидротехническим и промышленным строительством // Сырьевые ресурсы Камчатской области. 1961.

Внучков В. А., Каплин П. А., Шлюков А. И. Древние береговые линии на шельфе Японского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 4.

Во всем мире // Знание — сила. 1980. № 1

Волков А. В. Аргентина. М., 1956.

Галеркин Л. И., Бараш М. С., Сапожников В. В. и др. Тихий океан. М., 1982.

Геловаии И. П., Зенкович В. П., Пешков В. М. Вдольбереговой поток наносов Западной Абхазии // Тез. докл. I съезда сов. океанол. М., 1977. Вып. 3.

География атоллов юго-западной части Тихого океана. М., 1973.

Геология Балтийского моря. Вильнюс, 1976.

Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л., 1978. Т. 2.

Гопкинс Д. И. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. Л., 1965.

Горбацкий Г. В. Природа зарубежной Арктики. М., 1951.

Горбацкий Г. В. Физико-географическое районирование Арктики. Л., 1970. Ч. 2.

Грацианский А. Н. Природа Средиземноморья. М., 1971.

Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М., 1982.

Данилов И. Д., Недешева Г. Н., Полякова Е. И. Строение и развитие лагун и баров арктического побережья Чукотки. Геоморфология. 1980. № 4.

Дачев В., Николов Х. Интегрални изменения на бреговата линия при акумулативните участъци между Черни нос и курортния комплекс «Албена» // Океанология (НРБ). 1977. № 2.

Дегтяренко Ю. П. Развитие побережья Северной Чукотки в плейстоцене и голоцене // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971.

Дзенс-Литовский А. И., Егорова А. Б. Проблема галогенеза Сивашей // Пробл. соленакопления. Новосибирск, 1977. Т. 1.

Дибнер В. Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л., 1978.

Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., 1982.

Есин Н. В., Савин М. Т., Жиляев А. П. Абразионный процесс на морском берегу. Л., 1980.

Жданов А. М. Волновые нагрузки, действующие на морские берегоукрепительные сооружения. М., 1958.

Залогин Б. С., Родионова Н. А. Устьевые области рек СССР. М., 1960.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. М., 1946.

Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. М., 1958.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.

Зенкович В. П. Море наступает. Дельта Нила нуждается в защите (к проблеме создания гидротехнических сооружений в районе Балтима, АРЕ) // Наука и жизнь. 1970. № 12.

Зенкович В. П. Берега западного и северного Юкатана // Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., 1972.

Зенкович В. П. Пицунда — наша радость и тревога. Тбилиси, 1984.

Зенкович В. П., Каплин П. А. Подводные геоморфологические исследования на Далматинском побережье // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1965. № 3.

Игнатьев Г. М. Северная Америка: Физическая география. М., 1965.

Изменения уровня моря. М., 1982.

Илиев И. Влияние на земетресенията върху възник-

ването и активизирането на свлачищата по Добруджанското Черноморско Крайбрежие // Списание Бълг. геол. дружество. 34. № 1, 1973.

Индийский океан // В сер. География Мирового океана. Л., 1982.

Ионин А. С., Долотов Ю. С. Особенности динамики и морфологии берегов поднятия (на примере Новой Земли) // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1958. Т. 28.

Ионин А. С., Каплин П. А. Особенности формирования морских террас // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1956. № 5.

Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Классификация типов берегов земного шара // Тр. океанограф. комиссии. 1961. Т. 12.

Калинин Г. П., Клиге Р. К., Леонтьев О. К. и др. Анализ изменений уровня Каспийского моря как одного из показателей глобального водообмена // Пробл. палеогидрологии. М., 1976.

Канаев В. Ф., Нейман В. Г., Парин Н. В. Индийский океан. М., 1975.

Канделаки В. В., Папашвили И. Г., Руссо Г. Е. Динамика береговой зоны Аджарской АССР // I съезд сов. океанол. Тез. докл. М., 1977. Вып. 3.

Капица А. П. Подледный рельеф Антарктиды. М., 1968.

Каплин П. А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., 1962.

Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., 1973.

Каплин П. А., Ионин А. С. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1961. № 9.

Каплии П. А., Никифоров Л. Г., Шадрин И. Ф. Значение поперечного перемещения наносов в образовании береговых аккумулятивных форм // Комплексные исследования природы океана. 1971. Вып. 2.

Каплин П. А., Никифоров Л. Г., Шадрин И. Ф. Еще раз к вопросу о вдольбереговом перемещении наносов на открытых океанических берегах // Геоморфология. 1979. № 4.

Кикнадзе А. Г. О службе охраны морских берегов в Грузии // Береговая зона моря. М., 1981.

Кикнадзе А. Г., Дзидзикашвили Н. И., Центерадзе Г. М. Новые данные о бюджете наносов береговой зоны Черного моря в пределах Грузинской ССР // I съезд сов. океанол. Тез. докл. М., 1977. Вып. 3.

Кикнадзе А. Г., Зенкович В. П. Бюджет наносов Бзыбской динамической системы береговой зоны Черного моря // Пробл. изучения берегов Грузии. Тбилиси, 1976.

Кикнадзе А. Г., Меладзе Ф. Г., Сакварелидзе В. В. Защита Черноморского побережья Грузии от размыва морем // Обзорная информация. Сер. 7. Тбилиси, 1984.

Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., 1972.

Кирлис В., Ефремов С., Шадрин И. Генезис течений в прибрежной зоне в период эксперимента «Любятово-76» // Береговые процессы бесприливного моря. Гданьск, 1978

Клиге Р. К. Уровень моря в геологическом прошлом. М., 1980.

Клиге Р. К., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А. и др. Уровень, берега и дно океана. М., 1978.

Клюев Е. В. Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей: Автореф. дис. канд. геогр. наук. Л., 1967..

Колебания уровня морей и океанов за последние 15 000 лет. М., 1982.

Коротаев В. Н., Лодина Р. В., Милошевич В. А. и др. Формирование дельты р. Яны и прогноз развития ее устьевых баров // Эрозия почв и русловые процессы. М., 1978. Вып. 6.

Коротаев В. Н., Сидорчук А. Ю. Формирование дельтовых побережий в устьях северных рек // Там же. М., 1974. Вып. 4.

Краткая география Нидерландов. Гаага — Утрехт, 1976.

Кратц О. А. Восточная часть Балтийского щита // Геологическое строение СССР. Тектоника. М., 1958.

Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады // Антропогеновый период в Арктике и Субарктике. М., 1965.

Кулаков А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, 1973.

Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М., 1980.

Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., 1969.

Лебанидзе Г., Степичев М. Нептун сердится // Правда. 1982. 29 сент..

Ле Ба Чао. Некоторые замечания о развитии дельт Меконга и Красной реки // XIV Тихоокеанский научный конгресс. Хабаровск. Тез. докл. М., 1979.

Леонтьев О. К. О явлении унаследованности береговых аккумулятивных форм и его методическом значении // Методы географ. исследований. М., 1960.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961.

Леонтьев О. К. Типы берегов и некоторые черты развития побережья Албании // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1963. № 5.

Леонтьев О. К. Некоторые геоморфологические особенности коралловых островов Индийского океана // Комплексные исследования природы океана. 1970. Вып. I.

Леоитьев О. К., Белодедеико М. В. К вопросу о вдольбереговом перемещении наносов на открытых океанических берегах (на примере побережий Намибии и Анголы) // Геоморфология. 1978. № 2.

Леоитьев О. К., Лукьянова С. А. Чениер-плен как генетический тип аккумулятивного морского побережья // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1968. № 4.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г. О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология. 1965. № 4.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М., 1975.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., 1974.

Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М., 1978.

Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., 1963.
Лукашова Е. Н. Южная Америка. М., 1958.
Лукьянова С. А., Холодилин Н. С. Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1975. № 1.
Луу Тау. Процесс образования и развития прибрежной зоны Северного Вьетнама в четвертичном периоде // XIV Тихоокеанский научный конгресс. Хабаровск, комитеты С и Д. Тез. докл. М., 1979.
Лымарев В. И. Берега Аральского моря. М., 1967.
Маккавеев Н. Н., Коротаев В. Н., Чалов Р. С. Результаты исследований русловых процессов в устьях Пура, Таза, Яны и Индигирки // Проблемы Арктики и Антарктиды. 1980. № 55.
Мамыкина В. А. Интенсивность современных процессов в береговой зоне Азовского моря // Изв. ВГО. 1978. Т. 110. Вып. 4.
Мамыкина В. А., Хрусталев Ю. П. Береговая зона Азовского моря. Ростов-на-Дону, 1980.
Мамыкина В. А., Чернлусов С. Я., Артюхин Ю. В. Роль биогенного и антропогенного факторов в динамике моря (на примере косы Долгой) // I съезд сов. океанол. Тез. докл. М., 1977. Вып. 3.
Марков К. К., Бардин В. И., Лебедев В. Л. и др. География Антарктиды. М., 1968.
Махачек Ф. Рельеф Земли. М., 1961. Т. II.
Медведев В. С. О роли некоторых неволновых факторов в динамике берегов (на примере Японского моря) // Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. 1961. Т. 12.
Медведев В. С. Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны // Океанология. 1964. Т. IV. Вып. 2.
Мелехов Б. Габон. М., 1977.
Меншиков В. Л., Пешков В. М. Берег Пицунды: факты и гипотезы. М., 1980.
Михайлов В. Н. Динамика потока и русла в неприливных устьях рек. М., 1971.
Море. М., 1960.
Морская геоморфология: Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. М., 1980.
Морской атлас. М., 1953. Т. II.
Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калиненко В. В. Белое море: Седиментогенез и история развития в голоцене. М., 1977.
Никифоров Л. Г. Морфодинамические различия морских берегов Югославии // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. № 4. 1966.
Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. М., 1977.
Никифоров Л. Г., Коротаев В. Н. Геоморфология берегов и дна северной части Аденского залива // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М., 1982.
Никифоров Л. Г., Соловьева Г. Д. Зависимость типов берегов от тектонических движений // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1975. № 3.
Никифоров Л. Г., Торопов Г. А. Климатическая зональность типов берегов Мирового океана // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1977. № 6.
Никифоров С. Л. Подводные аккумулятивные формы на шельфе Восточно-Сибирского моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., 1985.
Николаев В. А. Вопросы геоморфологии Индостана // Геоморфология. 1970. № 2.
Николов Х. И. Мощност на динамичния слой и тенденции в изменението на профила пред плажовите ивици на курортните комплекси «Албена», «Златни пясъци» и «Дружба» // Океанология (НРБ). 1981. № 8.
Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки. М., 1978.
Океанографическая энциклопедия. Л., 1974.
Орвику К. К. Морские берега Эстонии. Таллинн, 1974.
Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М., 1971.
Острова западной части Индийского океана. М., 1982.
Павлов Н. И., Мамедов Э. С. Тайфуны. Л., 1974.
Паксютов Ю. Загадки Лобских дюн // Молодежь Эстонии (Таллинн). 1977. 16 нояб.
Панов Д. Г. Геоморфологический обзор побережий Баренцева моря // Изв. Геогр. об-ва СССР. 1937. Вып. 6.
Пешков В. М. Основные черты современной динамики береговой зоны Пицундского полуострова // Изв. ВГО. 1977. Т. 109. Вып. 6.
Попов Б. А., Совершаев В. А. Ветровые осушки на берегах арктических морей // Иссл. прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., 1979.
Попов Г. А. Цунами на Тихом океане // Океанология. 1963. Т. 3. Вып. 5.
Разумов Г. А., Хасин М. Ф. Тонущие города. М., 1978.
Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., 1972.
Сабрути М. Исследование современной динамики морского края нильской дельты // Автореф. дис. канд. геогр. наук. М., 1972.
Самойлов И. В. Устья рек. М., 1952.
Сафьянов Г. А. Влияние подводных каньонов на морфологию и динамику береговой зоны // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 1977. № 2.
Северный Ледовитый и Южный океаны // В сер. География Мирового океана. Л., 1985.
Селивестров Ю. П. Геолого-геоморфологические условия развития мангровых побережий Гвинейской Республики // Геоморфология. 1977. № 4.
Семенов П. В. Северная Земля // Советская Арктика. М., 1970.
Симеонова Г. О развитии береговых процессов Черного моря в пределах Болгарии // XXIII Межд. геогр. конгр. Симпоз. Динамика морских берегов. Тур К-25, 1976. Тбилиси, 1976.
Славин С. В. Природные ресурсы Севера в народном хозяйстве СССР. М., 1975.
Совершаев В. А. Берегоформирующие факторы и районирование берегов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского по динамическому принципу // Автореф. дис. канд. геогр. наук. М., 1980.
Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). М., 1970.
Сокольников Ю. Н. Основы инженерной морфодинамики берегов и ее приложения. Киев, 1976.

Страны и народы. Америка. Общий обзор Латинской Америки. М., 1981.
Страны и народы. Западная Европа. М., 1979.
Страны и народы. Зарубежная Европа. Общий обзор. Северная Европа. М., 1981.
Страны и народы. Общий обзор. М., 1978.
Страны мира. М., 1987.
Суетова И. А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды. М.: Наука, 1968.
Суздальский О. В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Л., 1974. Вып. 3.
Тараканов Л. В., Новиков В. Н. Применение расчетного (энергетического) метода к оценке возраста береговой линии моря Лаптевых в Ванькиной губе // Геоморфология. 1976. № 3.
Тараканов Л. В., Новиков В. Н., Бирюков В, Ю. Морфогенезис лагуны Валькакинманка (мыс Биллингса, Восточно-Сибирское море) // Там же. 1981. № 3.
Тектоническая карта Европы. М., 1979.
Тихий океан. В сер. География Мирового океана. Л., 1981.
Троицкий В. А. Материалы по динамике юго-восточных берегов Карского моря // Геоморфология. 1977. № 1.
Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. М., 1975.
Уокер Х. Дж. Эрозия и аккумуляция вдоль побережья моря Бофорта // XXIII Межд. геогр. конгр. Симпоз. Динамика морских берегов. Тур К-25. Тбилиси, 1976.
Уэлч Б., Софулис Дж., Фитцжеральд А. Месторождения титана. Кейпел, Западная Австралия // Полезн. ископ. Австр. и Папуа-Нов. Гвинеи. М., 1980. Т. I.
Физико-географический атлас мира. М., 1964.
Фотоматериалы, отражающие современное состояние береговой зоны Черного моря в пределах размываемого 220-км участка побережья Грузинской ССР. Тбилиси, 1983.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., 1971.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа. Западная Азия. М., 1977.
Хольтедаль О. Геология Норвегии. М., 1958. Т. 2.
Хопкинс Д. М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.
Чахотин П. С., Лонгинов В. В., Медведев В. С. Песчаные гряды и волны на шельфе приливных морей // Океанология. 1972. Т. XII. № 3.
Человек и море // За рубежом. 1979. 30 марта — 5 апреля.
Чинь Фунг. Особенности рельефа и донных отложений шельфа тропической зоны // Океанология. 1982. Вып. 2.
Шадрин И. Ф. Прибрежные ветровые и градиентные течения береговой зоны моря. М., 1981.
Шепард Ф. П. Морская геология. М., 1951.
Шуйский Ю. Д., Розовский Л. Б., Бертман Д. Я. и др. Процессы абразии и аккумуляции в береговой зоне Черного моря в пределах УССР // XXIII Межд. геогр. конгр. Симпоз. Динамика морских берегов. Тур К-25. 1976. Тбилиси, 1976.
Шуйский Ю. Д., Симеонова Г. А. О влиянии геологического строения морских берегов на процессы абразии // Докл. Болг. АН. 1976. Т. 29. № 2.
Шуйский Ю., Симеонова Г. Относнотиповете абразионии клифове, разпространени по българските брегове на Черно море // Инженерна геология и хидрогеология. 1982. № 12.
Экономическая география Мирового океана // В сер. География Мирового океана. Л., 1979.
Энциклопедия региональной геологии мира: Западное полушарие. Л., 1980.

Aguayo J. E., Bello R., del Vecchio M. A., et al. Estudio sedimentologico en el area Tulum-Cancun-Isla Mujeres, estado de Quintana Roo, Mexico / / Bol. Soc. Geol. Mexicana. 1980. V. XLI. N 1—2.
Aksu A. E., Piper D.J.W. Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey / / Mar. Geol. 1983—1984. 54, N 1—2.
Alestalo J. Land uplift and development of littoral and aeolian morphology on Hailuoto, Finland / / Acta univ. ouluen. 1979. A., N 81.
Allen J. R. Beach erosion as a function of variations in the sediment budget, Sandy Hook, New Jersey, USA / / Earth Surf. Processes and Landforms. 1981. Vol. 6. N 2.
Allen G. P., Castaing P., Froidefond J. M. et al. Quelques effects a long terme des amenagements sur la sedimentation dnas l'estuaire de la Gironde / / Publ. CNEXO. Actes de colloq. 1979. N 9.
Alexander C. S. The marine terraces of the northeast coast of Tanganyika / / Z. Geomorphol. 1968. Supplementb. 7.
Alexander C. S. Beach redges in Northeastern Tanzania / /Geogr. Rev. 1969. Vol. 59. N 1.
Almagor G., Hall J. K. Morphology of the continental margin off Northern Israel and Southern Lebanon / / Isr. J. Earth-Sci. 1981. Vol. 29. N 4.
Amos C. L., Long B.F.N. The sedimentary character of the Minas Basin, Bay of Fundy / / Pap. Geol. Surv. Can. 1978—1980. N 80—10.
Antony M. K. Wave refraction studies off Calangute Beach, Goa with special reference to sediment transport and rip currents / / Indian J. Mar. Sci. 1976. Vol. 5. N 1.
Arakel A. V. Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, Western Australia / / J. Sediment Petrol. 1980. Vol. 50. N 4.
Armon J. M., McCann S. B. Longshore sediment transport and a sediment budget for the Malpeque barrier system, southern Gulf of St. Lawrence / / Can. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14. N 11.
Armon J. M. McCann S. B. Longshore variations in shoreline erosion, Malpeque barrier system, Prince Edward Island / / Can. Geogr. 1979. Vol.23. N 1.
Arunachalam B. Coastal in the vicinity of Ratnagiri Town / / Bombay Geogr. Mag. 1964. Vol. 12. N 1.
Åse L.-E. The Late Holocene shorelines of Ekolsundsviken and Pitholmsåsen — a comparative study // Geogr. Ann. 1980. A 62. N 3—4.
Åse L. -E Studies of shores and shore displacement on the southern coast of Kenya — especially in Kilifi

district / / Geogr. Ann. 1981. A 63. N 3—4.

Aubrey D. G. Our dynamic coastline / / Oceanus. 1981. Vol. 23. N 4.

Auer V. The pleistocene of Fuego — Patagonia. The Ice and Interglacial. Part I. Ann. Acad. Sci. Fenni. Ser. A. III. Geol.-Geogr. Helsinki, 1956.

Augustinus P. G. E. R. The changing shoreline of Surinam (South America) / / Uitgav. Natuurwetenschapp. Studiekring voor Suriname en Ned. Antillen. 1978. N 95, X.

Avoine J., Allen G. P., Nichols M. et al. Suspended-sediment transport in the Seine estuary, France: effect of manmade modifications on estuary-shelf sedimentology / /Mar. Geol. 1981. Vol. 40. N 1—2.

Babu P.V.L.P. Geomorphology of the Krishna-Godavari Delta region interpreted from Landsat imagery / / Nat. Geogr. J. India. 1978. Vol. 24. N 3—4.

Barnes F. A., King C. A. M. Salt march development at Gibraltar Point, Linkolnshire / / The East Midland Geogr. 1961. N 15.

Barua D., Bhattacharyya S. Some considerations on demarcation and evolution of the Digha-Contai littoral tract / / Geogr. Rev. India. 1979. Vol. 41. N 1.

Bastein T., Lehmann E. The geology of Peter I Island / / Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. Washington, (D. C.), 1976. Vol. 35.

Battistini R. Le Quaternaire littoral de l'Extrême Nord de Madagascar / / Bull. Assoc. franc. étude quatern. 1965. Vol. 2. N 3.

Battistini R. Un essai de datation par la méthode du radiocarbone du Lavanonien (dépôts du dernier "pluvial") de l'Extrême-Sud de Madagascar / / Compt. rend. Soc. géol. France, 1966. N 8.

Battistini R. Le Quaternaire littoral des environs de Dar-es-Salam (Tanzanie). Essai de cirrelations avec le Quaternaire littoral malgache / / Bull. Assoc. franc. étude quatern. 1966. Vol. 3. N 8.

Battistini R. Le quaternaire du littoral Kenyan entre Mombasa et Malindi / / Bull. franc. étude quatern. 1969. Vol. 6. N 2.

Battistini R. Deux datations absolues du haut flandrien de Fenerive-Est (Côte orientale de Madagascar) / / Madagascar. Rev. géogr. 1970. N 16.

Battistini R., Bergoeing J. P. Observations sur le Quaternaire littoral de la côte caraibe du Costa Rica / / Quaternaria. 1980. N 22.

Battistini R., Guilcher A., Marec A. M. Morphologie et formations quaternaires du littoral occidental de Madagascar entre Maintirano et le Cap Saint-Andrě / / Madagascar Rev. géogr. 1970. N 16.

Behairy A.K.A. Marine transgressions in the west coast of Saudi Arabia (Red Sea) between Mid-Pleistocene and present / / Mar. Geol. 1983. Vol. 52. N. 1—2.

Belperio A. P. Negative evidence for a Mid-Holocene high sea level along the coastal plain of the Great Barrier Reef Province / / Marine Geology. 1979. N 32.

Bernard H. A., Leblang R. Resume of the Quaternary geology of the NW Gulf of Mexico Province / / The Quaternary of the USA. Princeton, 1965.

Beydoun Z. R., Bichan H. R. Geology of Socotra Island, Gulf of Aden / / Quat. J. Geol. Soc. (L.). 1970. Vol. 125. (3). N 499.

Bezerra-da-Cunha F. M. Aspectos morfológicos da costa de Sergipe ao Sul de Aracaju / / Bol. Tecn. PETROBRAS. 1980. Vol. 23. N 2.

Bianchi R., Evangelista S., La Monica G. B. et al. Mobilata dei sedimenti nell'area costiera fra Talamone e il Monte Argentario / / Bol. Soc. geol. ital. 1980 (1981). Vol. 99. N 3.

Bickerton I. B. Report N 3: Groen (CW7). in: Estuaries of the Cape. Part II / /SCIR Res. Rept. 1981. N 402.

Biewald D. Die Farasanbank im Roten Meer. Abh. I / / Geogr. Inst. Freien Univ. Berlin. 1974. N 20.

Bird B., Guilcher A. Observations préliminaires sur les recifs frangeants actuels du Kenya et sur les formes littorales associees / / Rev. géomorphol. dyn. 1982. Vol. 31.N 4.

Bird E.C.F. Shoreline changes during the past century. Melbourne, 1976.

Bird E.C.F., Dent O.T. Shore platforms on the South Coast of New South Wales / / Aust. Geogr. 1966. N 10.

Bird J. B. Coastal morphology and terrain studies, Kivitoo peninsula, Baffin Island / / Pap. Geol. Surv. Can. 1977. N 1.

Bittencourt A.C.S.P., Martin L., Dominguez J.M.L. et al. Evolução paleogeografica Quaternária da costa dó estadó de Sergipe e da costa sul do estado de Alagoas // Rev. Bras. geociênc. 1983. Vol. 13. N 2.

Blackley M.W.L., Carr A.P. Swansea Bay: beaches and supralittoral deposits / / Ind. Embayments and their Environ. Probl., a Case Study Swansea Bay. Proc. Interdisciplin. Symp., Swansea, 1979. Oxford e. a., 1980.

Blum L. Brasil: la industrialización petroquimica / / Petrol. int. (USA). 1981. Vol. 39. N 9.

Bowden A. R. Relict terrestrial dunes: legacies of a former climate in coastal northeastern Tasmania / / Z. Geomorphol. 1983. Supplementb. N 45.

Bowman D. Efficiency of eigenfunctions for discriminants analysis of subaerial non-tidal beach profiles / / Mar. Geol. 1981. Vol. 39. N 3—4.

Bowman D. Transformation patterns of subaerial micro-tidal beaches / / Phys. Geogr. 1981 a. Vol. 2. N 1.

Brambati A., Marocco R., Catani G. et al. Stato delle conoscenze dei litorari dell'alto Adriatico e criteri di intervento per la loro difesa / / Mem. Soc. Geol. Ital. 1978 (1979). 19.

Bressolier C. Evolution de la pointe de la Coubre de 1973 à 1977 / / Publ. CNEXO. Actes de colloq. 1979. N 9.

Buchan G., Ritchie W. Aberdeen Beach and Donmouth spit: an example of short-term coastal dynamics / / Scot. Geogr. Mag. 1979. Vol. 95. N 1.

Bush P., Cooke R.U., Brunsden D. et al. Geology and geomorphology of the Suez city region, Egypt / / J. Arid Environ. 1980. Vid. 3. N 4.

Byrne J. V., North W. B. Landslides of Oregon: North Coast / / Oregon State Univ. Extension Service. 1980.

Cailleux A. Formes et dépôts nivéoéoliens sur le pied de glace, a Poste-de-la-Baleine, Québec Subarctique / / Rev. géogr. Montréal. 1976. Vol. 30. N 1—2.

Carlson T. N. Atmospheric turbidity in Saharian dust outbreaks as determined by analysis of satellite

brightness data / / Monthly Weather Review. 1979. Vol.107. N 3.
Carr A. P. Size grading along a pebble beach: Chesil Beach, England / / J. Sediment. Petrol. 1969. Vol. 39. N 1.
Carter R. W. G. Human activities and geomorphic processes: the example of recreation pressure on the Northern Ireland coast / / Z. Geomorphol. 1980. Supple. N 34.
Carter R. W. G. Recent variations in sea level on the north and east coasts of Ireland and associated shoreline response / / Proc. Roy. Irish Acad. 1982. B 82. N 11.
Carter R. W. G. Raised coastal landforms as products of modern process variations, and their relevance in eustatic sea level studies: examples from eastern Ireland / / Boreas. 1983. Vol. 12. N 3.
Carter R. W. G., Rihan C. L. Shell and pebble pavements on beaches: examples from the north coast of Ireland / / Catena. 1979. Vol. 5. N 3—4.
Catani G., Marocco R., Brambati A. et al. Indagini sulle cause dell'erosione nel tratto orientale del litorale di Valle Vecchia (Caorle, Adriatico settentrionale) / / Mem. Soc. geol. ital. 1978 (1979). Vol. 19.
Chakrabarti A. Mass-spring-damper system as the mathematical model for the pattern of sand movement for an eroding beach around Digha, West Bengal, India / / J. Sediment. Petrol. 1977. Vol. 47. N 1.
Chaney T. Coping with boating congestion in Maryland / / Coast. Zone'78. Symp. Techn. Environ. Socioecon. and Regyl. Aspects Coast. Zone Manag. San Francisco. Calif., 1979. New York, 1978. Vol. 1.
Chatterjee S.P. Fluctuations of sea level around the coasts of India during the Quaternary Period / / Z. Geomorphologie. 1961. Suppl. 45. N 3.
Chick N. K. Fossil shorelines of the Ulverstone district, Tasmania / / Pap. and Proc. Roy. Soc. Tasman. 1971. Vol. 105.
Chowdhuty M. J. Coastal morphology of Bangladesh / / Stud. Bangladesh Geogr. Ser. 1. 1974.
Christiansen Ch., Christoffersen H., Dalsgaad J. et al. Coastal and near-shore changes correlated with die-back in eelgrass (Zostera marina, L.) / / Sediment. Geol. 1981. Vol. 28. N 3.
Cilek V. Geomorphological development of seashore of Indian Ocean in vicinity of Dar-es-Salam / / Sb. Cs. společ. zemep. 1971. Vol. 76. N 4.
Clague J. J., Bornhold B. D. Morphology and littoral processes of the Pacific coast of Canada / / Geological Survey of Canada. 1980. Paper 80—10.
Clark J., Farrell W., Peltier W. Global changes in postglacial sea level: A numerical calculations / / Quat. Res. 1978. Vol. 9.
Clayton K. M. Beach sediment budgets and coastal modification / / Progr. Phys. Geogr. 1980. Vol. 4. N 4.
Clayton K. M. Coastal protection along the East Anglian coast, U. K. / / Z. Geomorphol. 1980 a. Suppl. N. 34.
Cocco E. Interpretazione aerofotografica delle variazioni della linea di costa lungo alcune zone del litorale Alto Ionico (Golfo di Taranto) / / Geol. appl. e idrogeol. 1975. Vol. 10. N 1.
Cocco E., Magistris M. A., de Pippo T. D. Studi cause dell'arretramento della costa Lucana Ionica: I. L'estrazione degli inerti lungo le aste fluviali / / Mem. Soc. Geol. ital. 1978 (1979). N 19.
Colantoni P., Gallignani P., Lenaz R. Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic continental shelf (Italy) / / Mar. Geol. 1979. Vol. 33. N 1—2.
Coleman J. M., Roberts H. H., Murrey S. P. et al. Morphology and dynamic sedimentology of the eastern Nile delta shelf / / Mar. Geol. 1981. Vol. 42. N 1—4.
Colquhoun D. J. Geomorphology of the Lower Coastal Plain of South Carolina / / Division of Geol. State Develop. Board. Columbia, 1969.
Colquhoun D. J. Variation in sea level on the South Carolina coastal plain. Columbia, S. C., 1981.
Cooke H. J. The coastal geomorphology of Tanga, Tanzania / / Geogr. Rev. 1974. Vol. 64. N 4.
Cooray P. G. The geomorphology of part of the northwestern coastal plain of Ceylon / / Z. Geomorphol. 1968. Suppl. 7.
Cortemiglia G. C. Le modificazioni dell'assetto strutturale del litorale di Lavagna quale fattore erosivo della spiaggia / / Mem. Soc. geol. ital. 1978 (1979). N 19.
Curray J. R., Emmel F. J., Crampton P. J. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico / / Lagunas Costeras un Simposio. UNAM — UNESCO, Nov. 28—30; Mexico D. F., 1969.
Dabrio C. J., Polo M. D. Flow regime and bedforms in a ridge and runnel system, S. E. Spain / / Sediment. Geol. 1981. Vol. 28. N 2.
D'Alessandro L., Evangelista S., La Monica G. B., et al. Dinamica del litorale della Toscana meridionale fra Talamone e Monte Argentario / / Boll. Soc. geol. ital. 1979 (1980). Vol. 98. N 2.
Dalongeville R. Morphologie littorale du caicaire en Yougoslavie / / Bull. Lab. rhodan.géomorphol. 1980. N 8.
Dalongeville R., Sanlaville P. Les marsas du littoral soudanais de la mer Rouge / / Bull. Soc. languedoc. géogr. 1981. Vol. 15. N 1—2.
Dalrymple R. W. Wave-induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy / / Sedimentology. 1979. Vol. 26. N 6.
Davies J.L.A. A morphogenic approach to world shorelines / / Z.F. Geomorphol. 1964. N 8.
Davies O. Pleistocene beaches of Natal / / Ann. Natal Mus. 1970. Vol. 20. N 2.
Davies O. The older coastal dunes in Natal and Zululand and their relation to former shorelines / / Ann. S. Afr. Mus. 1976. Vol. 71.
De Grassi V. Le rovine subacquee di S. Gottardo a Grado / / Aquileia Nostra. 1952. Vol. 23.
De Laune R. D., Baumann R. H., Gosselink J. G. Relationships among vertical accretion, coastal submergence, and erosion in a Louisiana Gulf coast marsh / / J. Sediment. Petrol. 1983. Vol. 53. N 1.
Deltas. Models for exploration / Edit. M. L. Bronssard. Houston, 1975.
De Moor G. Recent beach evolution along the Belgian North Sea coast / / Bull. Soc. belg. géol. 1979. Vol. 88. N 1—2.
De Morais J. O. Evolução sedimentológica da Enseada de Mucuripe (Fortaleza—Ceará—Brasil / / Arq. ciênc. mar. 1981. Vol. 21. N 1—2.
Denmark as seen from above. Latemann Forlagsaktieselskab. Copenhagen, 1968.

Devies J. L. Geographical variation in coastal development. Edinburgh, 1972.
Devis D. W., Detro R. A. New Orleans drainage and reclamation — a 200 year problem / / Z. Geomorphol. 1980. Suppl. N 34.
Devoy R. J. (Ed.) Sea surface studies. A Global View. Croom Helm. London; New York; Sydney; 1987.
Dias G.T.M.O complexo deltaico do Rio Paraiba do Sul / / IV Simpòsio do Quatern. No Brasil. Rio de Janeiro, 1981.
Dikshit K. R. Geomorphology features of the west coast of India between Bombay and Goa / / Geogr. Rev. India. 1976. Vol. 38. N 3.
Dionne J.-C. Morphologie et sédimentologie glacielles, littoral sud du Saint-Laurent / / Zeit. für Geomorph. Küstengeomorphologie. 1968. Suppl. 7.
Dolan R., Hayden B. Templates of change: storms and shoreline hazards / / Oceanus. 1981. N 4.
Dolan R., Hayden B., Heywood J. A new photogrammetric method for determining shoreline erosion / / Coast. Eng. 1978. Vol. 2. N 1.
Dolan R., Hayden B., Heywood J. et al. Shoreline forms and shoreline dynamics / / Science. 1977. Vol. 49—51. N 4298.
Dolan R., Hayden B., Lins H. Barrier islands / / Amer. Sci. 1980. N 1. Vol. 68.
Draga M. Eolian activity as a consequence of beach nourishment — observations at Westernland (Sylt), German North Sea coast / / Z. Geomorphol. 1983. Suppl. 45.
Dragovich A. Guianas-Brazil shrimp-fishery and related US research activity / / Mar. Fish. Rev. 1981. Vol. 43. N 2.
Dresch J. Sur quelques aspects régionaux du reliefa Madagascar / / Bull. Assoc. géographes franc. 1962. N 309—310.
Dubois J. M. M. Géomorphologie du littoral de la côte Nord du Sain-Lourent: analyse sommaire / / Pap. Geol. Surv. Can. 1978—1980. N 80—10.
Dumon J. C. Recherche de l'origine des mineraux titanés des plages sénegalaises / / Bull. Inst. géol. bassin. Aquitaine. 1977. N 21.
Eitam J., Hecht A., Sass E. Topographic and gradulometric variations on the shore of Ma'agan Mikhael, Eastern Mediterranean, Israel / / Isr. J. Earth Sci. 1978. Vol. 27. N 1—2.
Eliot L. G., Clarke D. J., Rhodes A. Beach-width variation at Scarborough, Western Australia / / J. Roy. Soc. West. Austral.1982. Vol. 65. N 4.
Ellenberg L. Coastal types of Venezuela — an application of coastal classifications / / Z. Geomorphol. N. F. 1978. Vol. 22. N 4.
Ellenberg L. Die Meerenge von Gibraltar Küstenmorphologie swichen Mittelmeer und Atlantik / / Geogr. helv. 1981. Vol. 35. N 3.
El-Wakeel S. K., El-Sayed M. Kh., Mahmoud B. The evolution of Alexandria beaches: a preliminary study / / Thalassia Jugosl. 1980. N 1. Vol. 16.
Emery K. O. The sea off Southern California. N. Y., 1960.
Emery K. O., Niino H., Sullivan B. Post-Pleistocene levels of the East China Sea // The Cenozoic Glacial Ages. New Haven, 1971.
Enos P., Perkins R. D. Evolution of Florida Bay from island stratigraphy / / Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. Vol. 90. N 1. Part 1.
Estructura del sector pesquero Argentino / / Ind. pesq. 1981. Vol. 54. N 1302.
Etchichury M. C., Remiro J. R. Los sedimentos litorales de la provincia de Santa Cruz entre Punta Dungeness y Punta Desengaño / / Geologia. Buenos-Aires, 1967. Vol. VI. N 8.
Everts C. H., Gibson P. N. Shoreline movements 1849—1980 Cape Henry, Virginia, to Cape Hatteras, North Carolina / / Oceans 82:Ind. Gov. Educ. Partners Progr. Conf. Rec., Washington, D.C. N.Y., 1982. Vol. 20—22. Sept.
Fairbridge R. Eustatic changes in sea level. N.Y., 1961.
Faure H., Hoang Chi.-Trach., Lalou C. Structure et geochronologie (^{230}Th/^{234}U) des recifs coralliens soulevés a l'ouest du golfe d'Aden (T.F.A.I.) / / Rev. géogr. phys. et geol. dyn. 1973. Vol. 15. N 4.
Finkel H. J. The Barchans of Southern Peru / / Journ. Geol. 1959. Vol. 67.
Fisher J. S., Felder W.W. Cape Hatteras beach nourishment / / Proc. 15th Coast. Eng. Conf. N. Y., 1977. Vol. 2.
Fisk H. N. Nearsurface sediments of the continental shelf off Louisiana / / Proc. VIIIth Texas Conf. Soil Mechan. and Found. Eng. Austin; Texas, 1956.
Fitzgerald D. M., Hubbard D. K., Nummedal D. Shoreline changes associated with tidal inlets along the South Carolina coast / / Coast. Zone'78. Symp. Techn. Environ. Socioecon. and Regul. Aspects. Coast. Zone Manag., San Francisco; Calif., 1978. Vol. 3; N.Y., 1978.
Flemming B. W. Langebaan lagoon: a mixed carbonate-siliclastic tidal environment in a semiarid climate / / Sediment. Geol. 1977. Vol. 18. N 1—3.
Flemming B. W. Factors controlling shelf sediment dispersal along the South-East African continental margin / / Mar. Geol. 1980. Vol. 42.
Flessa K. W., Constantine K. J., Cushman M. K. Sedimentation rates in a coastal marsh determined from historical records / / Chesapeake Sci. 1977. Vol. 18. N 2.
Flood P. G. The significance of two contrasting sedimentary environments (the fringing coral reef and the tidal mud flat) presently in juxtaposition along the south-western shore of Moreton Bay, Queensland / / Univ. Queensl. Pap. Dep. Geol. 1977. Vol. 8. N 2.
Führböter A., Köster R., Kramer J. et al. Beurteilung der Sandvoespülung 1972 und Empfehlungen für die künftige Stranderhaltung am Weststrand der Insel Sylt / / Küste. 1976. N 29.
Gasse F., Fournier M. Les formations sédimentaires en bordure du golfe de Tadjourah (République de Djibouti). Leurs relations avec le volcanisme et la tectonique / / Trav. lab. sci. Terre. B., 1982. N 19.
G. de Boer M. A. Spurn Head: its history and evolution — a summary / / Transaction and Paper. 1964. N 34.
Giddings J. L., Bandi H. G. Eskimo-archäologische Strandwall — untersuchungen auf Kap Kruzenstern, Nordwest Alaska / / Germania. 1962. Vol. 40.
Gierlof-Emden H. G. Die Küste von El Salvador. Wiesbaden, 1959.
Giese E. H. T. Use of an estuary mobile bed model to investigate natural sedimentation processes / / Proc. 1st Conf. Water Resour. Eng. Bangkok, 1978. Vol. 1.

Gill E. Quaternary shorelines in Australia / / Austral. J. Sci. 1964. Vol. 26. N 12.
Gill E. Rate and mode of retrogradation on rocky coasts in Victoria, Australia, and their relationship to sea level changes / / Boreas. 1973. Vol. 2. N 3.
Gill E. Eight coasts of Australia / / Technical Report. Commonwealth Sci. Indust. Res. Org. 1982. N 119.
Godfrey P. J. Climate, plant response and development of dunes on barrier beaches along the U.S. East Coast / / Int. J. Biometeorol. 1977. Vol. 21. N 3.
Goldsmith V., Bowman D., Kiley K. Sequential stage development of crescentic bars: Hahoterim Beach, Southeastern Mediterranean / / J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52. N 1.
Goldsmith V., Golik A. Sediment transport model of the Southeastern Mediterranean coast / / Mar. Geol. 1980. Vol. 37. N 1.
Gould H. R., McFarlan E. Geologic history of the chenier plain south-western Louisiana / / Gulf coast association of geological societies transactions. 1959. Vol. 9.
Greenwood B. Spatial variability of texture over a beach-dune complex, North Devon, England / / Sediment. Geol. 1978. Vol. 21. N 1.
Gregory J. W. The nature and origin of fiords. London, 1913.
Grove A. T. Africa south of the Sahara. London, 1967.
Guilcher A. Drumlin and spit structures in the Kenmare River, South-West Ireland / / Irish Geogr. 1965. Vol. V. N 2.
Guilcher A. Les rivages coralliens de l'est et du sud de la presqu'ile du Sinai / / Ann. Geogr. 1979. Vol. 88. N 488.
Guilcher A., King C. A. M. Spits, tombolos and tidal marshes in Connemara and West Kerry, Ireland / / Proc. Roy. Irish Acad. 1961. Vol. 61. Sec. B. N 17.
Guilcher A., Medeiros C. A., de Matos J. E. et al. Les restingas (fléches littorales) d'Angola, specialement celles du sud et du centré / / Finisterra. Lisbonne, 1974. N 9.
Gvirtzman G., Buchbinder B., Sneh A. et al. Morphology of the Red Sea fringing reefs: a result of the erosional pattern of the last-glacial low-stand sea level and the following Holocene recolonization / / Mem. Bur. rech. geol. et minieres. 1977. N 89.
Hagan G. M., Logan B. W. Prograding tidal-flat sequences of Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia / / Tidal deposits. Berlin e.a., 1975.
Hages M.O., Michel J. Shoreline sedimentation within a foreare embayment, Lower Cook Inlet / / Journ. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52. N 1.
Hails J. R., Hoyt J. H. Barrier development on submerged coasts: problems of sea level changes from a study of the Atlantic Coastal Plain of Georgia, USA and parts of the East Australian coast / / Zeitsh. für Geomorph. 1968. Suppl. 7.
Hallégouët B. Les crétes littorales dumfiées du massif Armoricain, France // Geogr. phys. et quatern. 1981. Vol. 35. N 2.
Hallégouët B., Moign A. Progradation et erosion d'un secteur littoral sableux en Bretagne nord: mesures et bilan / / Les cótes atlantiques d'Europe, evolution, aménagement, protection. Brest, 1979.
Harris W. B., Ralph K. J. Coastal engineering problems at Clacton-Sea, Essex / / Quart. J. Eng. Geol. 1980. Vol. 13. N 2.
Harrison P., Sewell W. R. D. Shorelines management: the French approach / / Coast. Zone Manag. J. 1979. Vol. 5. N 3.
Hayden B. P., Dolan R. Barrier islands, lagoons, and marshes / / Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49. N 4.
Hayden B., Dolan R., Ross P. Barrier island migration / / Threshold's Geomorphol. Stroudsburg. 1980.
Helgren D. M., Bahre C. J. Reconnaissance geomorphology of the central coast of Sonora, Mexico / / Z. Geomorphol. 1981. Vol. 25. N 2.
Herm D., Paskoff R. Vorschlag zur Gliederung des marinan Quarbärs in Nord und Mittel-Chile / / Nenes jahrb. Geol. un Paläonbol, Monabsch. 1967. N 10.
Heusser C. J., Flint R. F. Quarternary glaciations and environments of northern Isla Chiloe / / Chile Geology. 1977. N 5.
Higgins Ch. G. Nips, notches, and solution of coastal limestone: an overview of the problem with examples from Greece / / Estuarine and Coast. Mar. Sci. 1980. Vol. 10. N 1.
Hills E. S. A study of cliffy coastal profiles, based on example in Victoria, Australia / / Z. Geomorphol. 1971. Vol. 15. N 2.
Hobday D. K. Geological evolution and geomorphology of the Zululand coastal plain / / Lake Sibaya. Hague e. a., 1979.
Hopley D. Deltaic Barrier Spit / / Australian Geographer. 1979. Vol. 141.
Hopley D., Mackay M. G. An investigation on morphological zonation of beach rock erosional features / / Earth Surf. Process. 1978. Vol. 3. N 4.
Hori N. Raised coral reefs along the southeastern coast of Kenya, East Africa / / Geogr. Repts. Tokyo Metrop. Univ. 1970. N 5.
Hubbard D. K. Changes in inlet offset due to stabilization / / Proc. 15th Coast. Eng. Conf. Honolulu. Haw., 1976. Vol. 2. New York, 1977.
Huntley D. A., Bowen A. J. Beach cusps and edge waves / / Proc. 16th Coast. Eng. Conf. New York, 1979. Vol. 2.
Inman D. L. The impact of coastal structures on shorelines / / Coast. Zone'78. Symp. Techn. Environ. Socioecon. and Regul. Aspects Coasts Zone Manag. N. Y., 1978. Vol. 3.
Isla F. I. Evolucion morfologica de la zona de la decembocadura de la laguna Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires / / Symp. probl. geol. litoral atlant. bonaerence. La Plata, s.a., 1981.
Jeje L. K. Geomorphic features in the western half of the coastal plains of south-eastern Nigeria / / Niger. Geogr. J. 1978. Vol. 21. N 2.
Jeje L. K. Some aspects of the geomorphology and sedimentology of the coastal zone of south-western Nigeria / / Proc. 3rd Meet. of the Working Group on Geomorphol. of Rivers and Coastal Plains. Bangkok, 1984.
Jennings J. N. Desert dunes and estuarine fill in the Fitzroy estuary (NW Australia) / / Catena. 1975. Vol. 2. N 3—4.
Johnson D. P. Sedimentary facies of an arid zone delta: Gascoyne Delta, Western Australia / / J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52. N 2.
Johnson D. W. Shore processes and shoreline develop-

ment. New York; London, 1919.
Johnson G. R. Peru from the air / / Amer. Geogr. Soc. Publ. 1930. N 12.
Jones H. A., Davies P. J. Preliminary studies of offshore placer deposits, Eastern Australia / / Mar. Geol. 1979. Vol. 30. N 3—4.
Kale V. S. Exposed littoral platforms of north Konkan / / Deccan Geogr. 1980. Vol. 28. N 2.
Kayser P. Beitrage zur Geomorphologie der Namib-Küstenwüste / / Z. Geomorphol. N. F. Suppl. Bd 17. Berlin; Stuttgart; 1973.
Kern J. Origin and history of Upper Pleistocene marine terraces, San. Diego, California / / Geol. Soc. of Am.Bull. 1977. Vol. 88. N 11.
Kidson C. Beaches in Britain / / Univ. of Wales Press. Cardiff, 1966.
Kidson C., Carr A. P. Dune reclamation at Braunton Burrows, Devon / / Chartered Surveyor, 1960.
Kilian J. Les formations littorales marines sableuses de la côte Est de Madagascar entre Foulpointe et Mahanoro. Aspects morphologiques et pedologiques / / Agron. trop. 1969. Vol. 24. N 2.
King C. A. M. Changes on the foreshore and the spit between 1972 and 1978 near Gibraltar Point, Linkolnshire / / E. Midland Geogr. 1978. Vol. 7. N 2.
King L. The coastal plain of Southeast Africa: its form, deposits and development // Z. Geomorphol. 1972. Vol. 16. N 3.
Kraft J. C., Allen E. A., Maurmeyer E. M. The geological and paleogeomorphological evolution of a spit system and its associated coastal environments: Cape Henlopen spit, Delaware // J. Sediment. Petrol. 1978. Vol. 48. N 1.
Kraft J., Aschenbrenner S. E., Rapp G. Paleogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites // Science. 1977. Vol. 195.
Kraft J. C., Carey W. (Ed.) Transactions of the Delaware Academy of Science. Newark, 1976—1979. Vol. 7.
Kraft J. C., John Ch. J., Maurmeyer E. M. Morphology of coastal barriers, Delaware, USA // Proc. 16th Coast. Eng. Conf. N.Y., 1979. Vol. 2.
Kraft J. C., Kayan I., Erol O. Geomorphic reconstructions in the environs of ancient Troy // Science. 1980. Vol. 209. N 4458.
Kraft J. C., Rapp G. R., Aschenbrenner S. E. Late Holocene paleogeography of the coastal plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its relationships to archaeological settings and coastal change // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975.
Kraft J. C., Rapp G. R., Aschenbrenner S. E. Late Holocene palaeogeomorphic reconstructions in the area of the Bay of Navarino: Sandy Pylos // J. Archaeol. Sci. 1980. Vol. 7. N 3.
Ku T., Kern J. Uranium Series Age of the Upper Pleistocene Nestor terrace. San Diego, California // Geol. Society of Am. Bull. 1974. Vol. 85.
Lamliase J. J. Sediment dynamics in the macrotidal Avon River estuary, Bay of Fundy, Nova Scotia // Can. Earth Sci. 1980. Vol. 17. N 12.
Lancaster N. Paleoenvironmental implications of fixed dune systems in Southern Africa // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1981. N 33.
Lancaster N. Dunes on the Skeleton Coast, Namibia (South West Africa): geomorphology and grain size relationships // Earth Surf. Process. and Landforms. 1982. Vol. 7. N 6.
Lankford R. R. Coastal lagoons of Mexico // Estuar. Process. New York e.a., 1976. Vol.2.
Leatherman S. P. Beach and dune interactions during storm conditions // Guart. J. Eng. Geol. 1979. Vol. 12. N 4.
Leatherman S. P. Effects of off-road vehicles on the geomorphology of dunes in Cape Cod National Seashore // Proc. 1st Conf. Sci. Res. Nat. Parks. Washington, D.C., 1979 a. Vol. 2.
Leatherman S. P., Williams A. T., Fisher J. S. Overwash sedimentation associated with a large-scale northeaster // Mar. Geol. 1977. Vol. 24. N 2.
LeBlanc R. J., Hodgson W. D. Origin and development of the Texas shoreline // 2nd Coastal Geogr. Conf. Washington, D.C., 1959.
Le Bourdiec P. Aspects de la morphogenèse plio-quaternaire en basse Côte d'Ivoire // Revue Geomorph. gyn. 1958. N 9.
Leonardi G., Raŭ Oporto N. Biogenetic erosion structures (modern parrots' nests) on marine and fluvial cliffs in Southern Argentina // An. Acad. bras. ciénc. 1983. Vol. 55. N 3.
Leontiev O. K. About global coastal erosion of barrier bars // Coastal Research. 1965. N 12.
Letzsch W. S., Frey R. W. Erosion of salt marsh tidal creek banks, Sapelo Island, Georgia // Senckenberg. marit. 1980. Vol. 12. N 5—6.
Lin D. K. Variation of Holocene Sealevel on the Coast of Fujian, P.R. of China // Holocene sea level fluctuations magnitude and cases. Columbia, 1982.
Lord C. S., Hage C. O., Stewart J. S. Geology and economic minerals of Canada. The Cordilleran region // Canad. Geol. Survey. Econ. Geol. Ser. 1. 1947.
Luck G. Inlet changes of the East Frisian Islands // Coastal Eng. 1938—1957, 1976.
Luternauer J. L. Genesis of morphologic features on the Western delta front of the Fraser river, British Columbia / S.B. McCann, ed. // Geological Survey of Canada. Paper 80—10. 1980.
Mand R. R. Quarternary geomorphology and soil formation in coastal Natal // Z. Geomorphol. 1968. Suppl. 7.
Marcus A. L. Man, runoff and the erosion of the coastal slopes of Ashkelon, Israel // Geojournal. 1978. Vol. 2. N 6.
Marker M. E. Aeolianite: Australian and South African deposits compared // Ann. S. Afr. Mus. 1976. N 71.
Martin A. R. Evidence relating to the Quarternary history of the Wilderness lakes // Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa. 1962. Vol. 65. N 1.
Martin L., Suguio K., Flexor J.-M. et al. Le quaternaire marin Brésilien (littoral pauliste, sud fluminence et bahianais) // Cah. O.R.S.T.O.M. Ser. Geol. 1979—1980. Vol. XI. N 1.
Martin L., Vilas Boas G., Bittencourt A. et al. Origine des sables et âges des dunes de la région de Salvador (Bràsil) Conséquences paléoclimatiques // Cah. O.R.S.T.O.M. Ser. Geol. 1979—1980. Vol. XI. N 1.
May V. J. Changes on the coastline of Southwest England — a review // Les côtes atlantiques d'Europe, évolution, aménagement, protection. Brest, 1979.
Mazzanti R., Pranzini E., Taccini S. Studi di géomorfo-

logia costiera: VII-variazioni della linea di riva dal Pleistocene medio-superiore ad oggi, caratteristiche sedimentologiche e stato delle associazioni vegetali del litorale di San Vincenzo (Toscana) // Bol. Soc. geol. ital. 1980 (1981). Vol. 99. N 4.
McCann S. B. Coastal landforms // Progr. Phys. Geogr. 1980. Vol. 4. N 3.
McCave I. N., Geiser A. C. Megaripples, ridges and runnels on intertidal flats of the Wash, England // Sedimentology. 1979. Vol. 26. N 3.
McGill J. T. Map of coastal landforms of the world // Geogr. Rev. 1958. Vol. 48. N 3.
Mezzadri G., Valloni R., Vinci A. Beach sediments provenance and dispersal in the Lucania coast (Southern Italy) // Rapp. et proc.- verb, réun. Commis. int. explor. sci. Mer mediterr. Monaco, 1976. Vol. 23. N 4a.
Migniot C., Lorin J. Evolution du littoral de la côte des Landes et en Pays Basque au cours des dernieres annees // Hounle blanche. 1979. Vol. 34. N 4.
MØller J. T. Sea level variation on a Danish North sea coast // Bull. Assoc. franc. étude Quatern. 1981. Vol. 18. N 6.
Morris P. G. Notes on the distribution, geology and invertebrate faunas of some coral reefs in Darvel Bay, Sabah, Malaysia // Sarawak Mus. J. 1978. Vol. 26. N 47.
Morton R. A. Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications, examples from the Texas Gulf Coast // J. Sediment. Petrol. Vol. 49. N 4. 1979.
Mottershead D. N. Coastal spray weathering of bedrock in the supratidal zone at East Prawle, South Devon // Field Stud. 1982. Vol. 5. N 4.
Mouzo F. H., Garza M. L., Izquierdo J. F., et al. Beachrock occurence and some associated structures at Pehuen-Co Beach, Argentina // Bol. paran geociênc. 1975. N 33.
Muehe D. Sedimentology and topography of a high energy coastal environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio — Brazil // An. Acad. brasil. ciênc. 1979. Vol. 51. N 3.
Munroe H. D. The effects of storms on nearshore morphology, Neguac Island, New Brunswick // Pap. Geol. Surv. Can. 1976. N 10.
Murray S. P., Hsu S. A., Roberts H. H. et al. Physical processes and sedimentation on a broad, shallow bank // Estuarine, Coast. and Shelf Sci. 1982. Vol. 14. N 2.
Murty C. S., Sastry J. S., Varadaghari V. V. R. Shoreline deformations in relation to shore protection structures along Kerala Coast // Indian J. Mar. Sci. 1980. Vol. 9. N 2.
Murty C. S., Veerayya M., Varadaghari V. V. R. Morphological changes of the beaches of Goa // Indian J. Mar. Sci. 1982. Vol. II. N 1.
Naidoo M. B. Beach erosion at Durban // Int. Geogr. Montreal, 1972. Vol. 1.
Nair R. R. Holocene sealevels on the Western Continental Shelf of India // Proc. Indian Acad. Sci. B. 1974. Vol. 79. N 5.
Nair R. R., Hashimi N. H., Rao V. P. On the possibility of high-velocity tidal streams as dynamic barriers to longshore sediment transport: evidence from the continental shelf off Gulf of Kutch, India // Mar. Geol. 1982. Vol. 47. N 1—2.
Nansen F. Strandflats and isostasy. Oslo, 1922.
Newman et al. Eustasy and deformation of Geoid // Mörner N.-A. (Ed.). Earth rheology, isostasy and eustasy. London, 1980.
Nir D. Marine terraces of southern Sinai // Geogr. Rev. 1971. Vol. 61. N 1.
Nordstrom K. F., Allen J. R. Geomorphically compatible solutions to beach erosion // Z. Geomorphol. 1980. Suppl. N 34.
Nordstrom K. F., Psuty N. P., Fisher S. F. Empirical models of dune formation as the basis for dune district zoning // Coast. Zone'78 Symp. Techn. Environ. Socioecon. and Regul. Aspects Coast. Zone Manag. N. Y., 1978. Vol. 3.
Oh Geon Hwan. Marine terraces and their tectonic deformation on the Coast of the southern part of the Korean Peninsula // Bull. of the depart. of geogr. Univer. of Tokyo. 1981. N 13.
Ohya M. Comparative study on the geomorphology and flooding in the plains of the Cho-Shui-Chi, Chao-Phya, Irrawaddy and Ganges // Scient. Probl. Humid. Trop. Zone Deltas Implic. Paris, 1966.
Orlova G., Zenkovich V. Erosion on the shores of the Nile delta // Geoforum. 1974. N 18/74.
Orme A. R. Marine terraces and Quarternary tectonism, North-west Baja California, Mexico // Phys. Geogr. 1980. Vol. 1. N 2.
Orožen A. M. Prispevek k poznavanju izoblikovanosti podvodnega reliefa Slovenske obale // Geogr. vestn. 1981. Vol. 53.
Orphord J. D., Carter R. W. G. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52. N 1.
Os assentamentos humanos na América Latina // Rev. brasil. geogr. 1980. Vol. 42. N 4.
Oueslati A., Paskoff R., Sanlaville P. Le Tyrrhénien de Tunisie: essai de synthèse // Bull. Soc. géol. France, (7), 1982. T. XXIV. N 2.
Owens E. H., Roberts H. H. Variations of wave-energy levels and coastal sedimentation, eastern Nicaragua // Proc. 16th coast. Eng. Conf. New York. N.Y., 1979. Vol. 2.
Pajunen H. Turvetörmiä Kanadan itärannikolla // Terra (Finl.). 1981. Vol. 93. N 3.
Palma J. C. Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira // Geomorfol. mar. contin. brasil. e areas oceân. adjasent. Rio de Janeiro, 1979.
Parea G. C. Transporto dei sedimenti ed erosione costiera lungo il litorale fra il Tronto ed il Fortore (Adriatico centrale) // Mem. Soc. geol. ital. 1978 (1979). Vol. 19.
Park I. Ah. Progress in research on Quarternary sea level changes in Korea (Republic of) // Report for the XI congress of INQUA in Moscow, 1982.
Paskoff R. Le Chili semi-aride // Bordeaux Biscaye Freres Imprimeurs, 18 a 22, Rue de Peugue, 1970.
Paskoff R. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride // Inform. geogr. 1971. Vol. 34. N 1.
Paskoff R. L'evolution de la lagune littorale de Char el Melh, delta de la Medjerda, Tunisie nord-orientalle // Bull. Soc. languedoc. géogr. 1981. Vol. 15. N 1—2.
Paskoff R. L'érosion des plages // La Recherche 1983. N 140.
Paskoff R. P., Sanlaville P. Tyrrhenian deposits and

neotectonics at Monastir, Tunisia // Z. Geomorphol. 1981. Suppl. 40.
Paul M. J., Searle J. D. Shoreline movements Geosraphe Bay, Western Australia // 4th Austral. Conf. Coast. and Ocean Eng.: Managing Coast, Adelaide, 1978. Prep. pap. Barton, s.a., 1978.
Pelletier B. R. Development of Submarine Physiography in the Canadian Arctic and its Relation to Crustal Movements // Contin. drift. Toronto, 1966.
Pethick J. S. Long-term accretion rates on tidal salt marshes // J. Sediment. Petrol. 1981. Vol. 51. N 2.
Phillips P. H. An analysis of decision making in coast protection // Sci. Technol. and Environ. Manag. Mass., 1975.
Phleger F. B. Sedimentology of Guerroro Negro Lagoon, Baja California, Mexico // Ref. of Conference in Bristol in 1965. Department of Geolog. Gmen's Building Univ. Walk; Bristol, 1965.
Pilkey O. H., Howard J. D. et al. Old solutions fail to solve beach problem // Geotimes. 1981. Vol. 26. N 12.
Pilkey O. H., Neal W. J. Barrier island hazard mapping // Oceanus. 1981. Vol. 23. N 4.
Piper D. J. W. Holocene coastal zone budget South Shore, Nova Scotia // Pap. Geol. Surv. Can. 1978—1980. N 80—10.
Piper D. J. W., Letson J. R. J., De Iure A. M. et al. Sediment accumulation in low-sedimentation, wave-dominated, glaciated inlets // Sediment. Geol. 1983. Vol. 36. N 2—4.
Piper D. J. W., Panagos A. G. Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, Western Greece // Sediment. Geol. 1981. Vol. 28. N 2.
Piper D. J. W., Panagos A. G., Kontopoulos N. et al. Coastal processes and morphology, Gulf of Patras, Greece // Z. Geomorphol. 1982. Vol. 26. N 3.
Pirazzoli P. High stands of Holocene sea levels in the Northwest Pacific // Quarternary Research. 1978. Vol. 10.
Prior D. B., Rouge B., Renwick W. H. Landslide morphology and processes on some coastal slopes in Denmark and France // Z. Geomorphol. 1980. Suppl. N 34.
Pritchard J. M. Landform and landscape in Africa. London, 1979.
Psilovikos A. A. Sediment analysis at Gibraltar Point, Linkolnshire // E. Medland Geogr. 1979. Vol. 7. N 3.
Psuty N. P. The geomorphology of beach ridges in Tabasco // Mexico Techn. Rep. Louisiana, 1966. N 30.
Raffy J., Dumas B., Guérémy P. et al. Uplift and Quarternary marine terraces to the East of Villa San Giovanni (Calabria, Italy) // Z. Geomorphol. 1981. Suppl. 40.
Rampino M. R., Sanders J. E. Holocene transgression in southcentral Long Island, New York // J. Sediment, Petrol. 1980. Vol. 50. N 4.
Rao D. S., Mathew K. J., Gorinathan C. P. et al. Mud banks and coastal erosion in relation to fisheries // Mar. Fish. Inform. Serv. Techn. and Ext. Ser. 1980. N 19.
Rao D. S., Vaidyanadhan R. Morphology and evolution of Godavari delta, India // Z. Geomorphol. 1979. Vol. 23. N 3.
Rastas J., Seppälä M. Rock jointing and abrasion forms on "roches moutonnées", SW Finland // Am. Glaciol. Proc. Symp. Process. Glacier. Eros. and Sediment. Cambridge, 1981. Vol. 2.
Raymond A. Sea level changes in the Scotish Arc and Graham Land // Antarctic Geology. Amsterdam, 1964.
Reddy M. P. M., Hariharan V., Kurian N. P. Beach stability along the coast from Ullal to Thannirbhavi near Mangalore // Indian J. Mar. Sci. 1982. Vol. 11. N 4.
Reinson G. E. Channel and shoal morphology in the entrance to the Miramichi estuary, New Brunswick // Pap. Geol. Surv. Can. 1976. N 10.
Reinson G. E. Variations in tidal-inlet morphology and stability northeast New Brunswick // Pap. Geol. Surv. Can. 1978—1980. N 80—10.
Rhodes E. G. Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia // Sedimentology. 1982. Vol. 29. N 2.
Rice T. E., Leatherman S. P. Barrier island dynamics: the eastern shore of Virginia // Southeast. Geol. 1983. Vol. 24. N 3.
Rich J. L. The face of South America // Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ. 1942. N 26.
Richards H., Brocker W. Emerged Holocene South American shorelines // Science. 1963. Vol. 141. N 3585.
Roberts W. P., Pierce J. W. Deposition in upper Patuxent estuary, Maryland, 1968—1969 // Estuarine and Coast. Mar. Sci. 1976. Vol. 4. N 3.
Robinson A. H. W. Erosion and accretion along part of the Suffolk coast of East Anglia, England // Mar. Geol. 1980. Vol. 37. N 1—2.
Rosa B., Semrau I., Wypych K. et al. Geological and geomorphological characteristics of South Baltic coast at Lubiatowo // Rozpr. hydrotechn. 1980. Vol. 41.
Rosa S. D. L'argentine et les problémes de l'energie // Ind. petrole. 1981. Vol. 49. N 532.
Rosen P. S. Coastal environments of the Makkovik region, Labrador // Pap. Geol. Surv. Can. 1978—1980. N 80—10.
Rosen P. S. Boulder barricades in central Labrador // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49. N 4.
Ruddock A. Cainozoic sea-levels and distrophism in a region bordering Algoa Bay // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1968. Vol. 71. N 3.
Salm R. The dynamics and management of the Ponta Torres coral reef, Inhaca island Mosambique // Mem. Inst. Invest. cient. Mosambique. A12, 1976.
Sambasiva M., Vaidyanadhan R. New coastal landforms at the confluence of Godavari River // Indian J. Earth Sci. 1979. Vol. 6. N 2.
Samu Gyula. Zur Morphogenese des Seegebietes vor Borkum und des Südweststrandes der Insel // Küste. 1982. N 37.
Sanchez de la Torre L., Flor G. Sedimentacion en la litoral del Cabo Penas (Verdicio) // Trab. geol. 1976. N 8.
Sastry A. V. R., Swamy A. S. R., Rao N. V. N. D. P. Distribution of garnet sands along Visakhapatnam — Bhimunipatnam // Indian J. Mar. Sci. 1981. V. 10. N 4.
Sastry A. V. R., Swamy A. S.R., Rao N. V. N. D. P. et al. Beach configuration studies along Visakhapatnam — Bhimunipatnam coast // Mahasagar. 1979. Vol. 12. N 1.

Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee // Suom. Tiedeakatemian Toimituksia. Ser. A, III. Geol. Geogr. 1958. N 51.
Schramm W. E., Penland S., Gerdes R. G. et al. Effects of hurricane Frederic on Dauphin Island, Alabama // Shore and Beach. 1980. Vol. 48. N 3.
Schubert C. Quarternary marine terraces of la Blanquilla Island, Northeastern Venezuelan offshore / FAO Fish. Rept. 1977 (1978). Suppl. N 200.
Schwartz M. L., Tziavos Ch. Beach conservation on Skiathos Island, Greece // Shore and Beach. 1976. October.
Scott D. B. Morphological changes in an estuary: a historical and stratigraphical comparison // Pap. Geol. Surv. Can. 1978—1980. N 80—10.
Segerstrom K. Deflated marine terrace as a source of dune chains, Atacama Province, Chile // Geol. Surv. Res. Profess. 1962. Paper. N 450-C.
Semeniuk V. Geomorphology and Holocene History of the tidal flats King Sound, north-western Australia // J. Roy. Soc. West. Austral. 1982. Vol. 65. N 2.
Semeniuk V., Meagher T. The geomorphology and surface processes of the Australind-Leschenault Inlet coastal area // J. Roy. Soc. West. Austral. 1981. Vol. 64. N 2.
Sevink J., Vos P., Westerhoff W. E. et al. A sequence of marine terraces near Latina (Agro Pontino, Central Italy) // Catena. 1982. Vol. 9. N 3—4.
Seymour J. The dunes of Cooloola // Ecos. 1981—1982. N 30.
Shenoi S. S. C., Kumar S. P. Littoral processes along shoreline from Andhakaranazhi to Azhikode on the Kerala coast // Indian J. Mar. Sci. 1982. Vol. II. N 3.
Shepard F. P. Sea level rise during the last 20000 years // Zeitschr. Geomorphol. 1961. Vol. 3.
Shepard F. P. Marine geology. N.Y., 1963.
Shepard F. P. Geological oceanography. N.Y., 1977.
Shepard F. P., Wanless H. R. Our changing coastlines. N.Y., 1971.
Shore and Beach. 1979. Vol. 47. N 4.
Short A. D. Barrier Island development along the Alaskian Arctic Coastal Plain // 25th Intern. Geol. Congr. Canberra, 1978. Vol. 2.
Shrivastava P. C., Rao B. R. A note on the relict sand (?) and movement of sediments off Gopalpur, Orissa coast, India // J. Geol. Soc. India. 1976. Vol. 17. N 3.
Shuisky Yu. D., Schwartz M. L. Natural laws in the development of artificial sandy beaches // Shore and Beach. 1979. Vol. 47. N 4.
Shukri N., Philip G., Said R. The geology of the Mediterranean coast between Rosetta and Bardia. Part II. Pleistocene sediments. Geomorphology and microfacies // Bull. Inst. Egypt. Vol. XXXVII. Fasc. 2. 1955.
Siefert W., Barthel V. The German "Moran" project // Proc. 17th Coast. Eng. Conf. N.Y., 1981. Vol. 3.
Siesser W. G. Relict and recent beachrock from southern Africa // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. N 12.
Sissons J. B. British shore platforms and ice-sheets // Nature. 1981. Vol. 291. N 5815.
Sissons J. B., Dawson A. G. Former sea levels and ice limits in part of Wester Ross, northwest Scotland // Proc. Geol. Assoc. 1981. N 2.
Smith D. E., Cullingford R. A., Brooks C. L. Flandrian relative sea level changes in the Ythan Valley, Northeast Scotland // Earth Surf. Process. and Landforms. 1983. Vol. 8. N 5.
Snead R. E. Recent morphological changes along the coast of West Pakistan // Ann. Assoc. Amer. Geogr. 1967. Vol. 57. N 3.
Steers J. A. The coastline of Scotland // Geogr. J. 1952. Vol. CXVIII. Part 2.
Stefanon A. The role of beachrock in the study of the evolution of the North Adriatic Sea // Mem. Biogeogr. Adriat. 1969. N 8.
Stoddart D. R., Pillai C. S. G. Raised reefs of Ramanathapuram, South India // Trans. Inst. Brit. Geogr. 1972. N 56.
Subotowicz W. Proba bilansu rumowiska na polskich brzegach klifowych oparta na ilosciowej annalizie litodynamicznei // Prz. geofiz. 1983. Vol. 28. N 1.
Suguio K. Introdução ă sedimentaçăo deltaica // IV Simposio do Guatern. No Brasil. Rio de Janeiro, 1981.
Swan S. B. St. C. A model for investigating the coast erosion hazard in Southwest Sri Lanca // Z. Geomorphol. 1975. Vol. 19. N 22.
Swanson R. L., Thurlow B. R. Recent subsidence rates along Texas and Louisiana coasts as determined from tide measurements // J. Geophys. Res. 1973. Vol.78. N 15.
Swift D. J. P., Parker G., Landfredi N. W. et al. Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves: a comparison // Estuarine and Coast Mar. Sci. 1978. Vol. 7. N 3.
Tanner W. F. Symposium on beach erosion in Middle America // Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Socs. 1975. N 25.
Teixeira Netto A. S., Sobral Barrocas S. L. Modelo sedimentar Recente: o Pequeno delta — Escola de Camamu. Parte I. Fisiografia e ambuntes deposicionais // Bol. tecn. PETROBRAS. 1981. Vol. 24. N 1.
The Encyclopedia Americana. N.Y.; Chicago, 1944. Vol. 18, 27.
The Encyclopedia of beaches and coastal environments / Ed. M.L. Schwartz. N.Y., 1982.
The World's coastline / Ed. E. Berd, M.L. Schwartz. N.Y., 1985.
Thom B. G., Wright L. D., Coleman J. M. Mangrove ecology and deltaic estuarine geomorphology: Cambridge Gulf — Ord River, Western Australia // J. Ecol. 1975. Vol. 63. N 1.
Thommeret Y., Laborel J., Montaggioni L. F. et al. Late Holocene shoreline changes and seismotectonic displacements in western Crete (Greece) // Z. Geomorph. 1981. Suppl. 40.
Thornton S. E., Pilkey O. H., Doyle L. J. et al. Holocene evolution of a coastal lagoon, Lake of Tunis, Tunisia // Sedimentology. 1980. Vol. 27.
Tikkanen M. Georelief, its origin and development in the coastal area between Pori and Uusikaupunki, south-west Finland // Fennia. 1981. Vol. 152. N 2.
Tomadin L. Clay mineralogy of recent sediments around the Po River Delta // G. Geol. 1978 (1979). Vol. 43. N 1.
Tooley M. J. The history of Hartlepool Bay // Int. J. Nautic. Archaeol. and Underwater Explor. 1978. N 7. I.

Torunski H. Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (Northern Adriatic) // Senckenberg. marit. 1979. Vol. 11. N 3—6.

Trenhalle A. S. The shore platforms of Gaspé, Québec // Ann. Assoc. Amer. Geogr. 1978. Vol. 68. N 1.

Urriza R. A. Politica energética de aliento a la participacion extranjera de la República Argentina // Oilgas. 1981. Vol. 14. N 163.

Vaclav Č. The development of beach mineral deposits with reference to Tanzanian beaches // Rozpr. ČSAV. MPV. 1976. Vol. 86. N 7.

Valentin H. Die Küsten der Erde // Ergänzungsh. zu Pet. Geogr. Mitt. Gotha, 1952. N 246.

Valentin H. The central west coast of Cape York Peninsula // The Australian Geographer. 1961. Vol. VIII. N 2.

Van Andel T. H., Veevers J. J. Morphology and sediments of the Timor Sea, Burean Mineral Resources // Geology and Geophysics, Australia, Bull. 1967. N 83.

Vann J. H. The geomorphology of the Guiana coast // 2nd Coast. Geogr. Conf. Washington, 1959.

Vann J. H. Shoreline changes in mangrove areas // Z. Geomorphol. 1980. Suppl. N 34.

Vanney J. R., Menanteau L., Zazo C. Physiographie et evolution des dunes de basse Andalousie (Golfe de Cadix, Espagne) // Publ. CNEXO. Actes de colloq. 1979. N 9.

Varma P. U., Raju V. S. R., Pylee A. et al. Sediment budget of a portion of Trivandrum beach, Kerala // Mahasagar, Bull. Nat. Inst. Oceanogr. 1981. Vol. 14. N 1.

Varma P. U., Varadachari V. V. R. Stability of the coastline from Manakkodam to Thottappally along the Kerala coast // Proc. Indian Acad. Sci. 1977. Vol. 85A. N 4.

Vech H. H., Giegengack R. Uranium-series ages of corals from the Red Sea // Nature. 1970. Vol. 226. N 5241.

Vernier E. Edification et évolution de la fleche de la Gracieuse (Quest du golfe de Fos) // Bull. Bur. Rech. géol. et miniēres. 1976. Sec. IV. N 2.

Veron J. E. Evolution of the far northern barrier reefs // Phil. Trans. Roy. Sec. London, 1978. B. 284. N 999.

Vita-Finzi C. Late Quarternary deformation on the Makran coast of Iran // Z. Geomorphol. 1981. Suppl. 40.

Wagle B. G. Geomorphology of the Gulf of Kutch // Indian J. Mar. Sci. 1979. Vol. 8. N 3.

Walton T. L. Coastal erosion — some causes and some consequences // MTS Journal. 1978. Vol. 12. N 4.

Wang Jingtai, Wang Pinhsien. Relationship between sea-level changes and climatic fluctuations in East China // Acta Geographica Sinica. 1980. Vol. 35. N 4.

Wang Pinxian, Min Oinbao, Bian Iunhua et al. Strata of Quarternary Transgressıons ın East China // Acta Geologica Sinica. 1981. Vol. 36. N 1.

Wanted: increased oil to meet growing demand // Ocean Ind. 1981. Vol. 16. N 5.

Weisrock A. Neotectonic and coastal morphology in the Atlantic Atlas (Morocco) // Z. Geomorphol. 1981. Suppl. 40.

Wells J. T., Coleman J. M. Longshore transport of mud by waves, northeastern coast of South America // GUA Pap. Geol. 1977. Ser. 1. N 9.

Wenzel D. Morphologic effects of Westerland beach nourishment // Proc. 16th Coast. Eng. Conf. N.Y., 1979. Vol. 2.

West R. S. Mangrove swamps of the Pacific Coast // Ann. Assoc. Amer. Geographers. 1959.

Weydert P. Relations entre les variations de la direction des vents dominants et la genese d'une berrière recifale: l'exemôle du Grand Récif de la Baie de Tulear (côte SW Madagascar) // Mem. Bur. rech. géol. et miniers. 1977. N 89.

Winter G. Tidal power from the Bay of Fundy // Geogr. Mag. 1979. Vol. 51. N 5.

Wood A. Coast erosion at Aberystwyth: the geological and human factors involved // Geol. J. 1978. Vol. 13. N 1.

Woods A. J. Geomorphology, deformation and chronology of marine terraces along the Pacific coast of central Baja California, Mexico // Quarternary Res. 1980. Vol. 13. N 3.

Woods P. J., Brown R. G. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia // Tidal deposits. Berlin e. a., 1975.

Xavier da Silva J., Nunes Coelho M. C. Investigação morfométrica sobre os feixes de restingas associados ao delta do Rio Paraiba do Sul // Bol. paran. geociênc. 1975. N 33.

Zakaria A. S. The geomorphology of Kelantan Delta (Malaysia) // Catena. 1975. Vol. 2. N 3—4.

Zambrano J. J., Urien C. M. Geological outline of basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. N 8.

Zhao Xitao, Zhang Jinwen, Jiao Wenqrang et al. Chenier Ridges on the West Coast of the Bohai Bay // Kexue Tongbao. 1980. Vol. 25. N 3.

Zinsmeister W. J. Marine terraces of Seymour Island, Antarctic Peninsula // Antarct. J.U.S. 1980. Vol. 15. N 5.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

ОГЛАВЛЕНИЕ

Авторы фотографий

В. Бирюков
Х. Бронсон
Н. Дроздов
Л. Дубейковский
А. Зорин
А. Ионин
С. Калесников
П. Каплин
В. Кашо
Н. Клинов
А. Конюхов
В. Кудряшов
А. Лукашов
В. Меншиков
Ю. Муравин
С. Муселяк
Л. Никифоров
В. Огнев
К. Орвику
А. Орлов
Ю. Павлидис
В. Поляков
А. Попов
О. Рябкова
А. Смит
В. Совершаев
В. Торгаев
В. Федоров
М. Шварц

Информационная литература

Павел Алексеевич Каплин
Олег Константинович Леонтьев
Светлана Анатольевна Лукьянова
Лев Георгиевич Никифоров

БЕРЕГА

Редактор
Н. В. Боровицкая

Редактор карт
Л. И. Ивашутина

Художественный редактор
Г. М. Чеховский

Технические редакторы
Н. Ф. Федорова
Ж. М. Голубева

Корректор
И. В. Шаховцева

ИБ № 4092

Сдано в набор 14.12.89.
Подписано в печать 01.10.90.
Формат $70 \times 108^1/_{16}$.
Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс.
Офсетная печать.
Условно-печатных листов 42.
Усл. кр.-отт. 167,3.
Учетно-издательских листов 50,46. Тираж 70 000 экз.
Заказ № 851. Цена 3 р. 80 к.

Издательство «Мысль».
117071. Москва, В-71,
Ленинский проспект, 15

Ордена Трудового Красного Знамени Тверской полиграфический комбинат Государственного комитета СССР по печати.
170024 г. Тверь, пр. Ленина, 5.

Б48 **Берега** / П. А. Каплин, О. К. Леонтьев, С. А. Лукьянова, Л. Г. Никифоров. — М.: Мысль, 1991. — 479 с.: ил., карт. — (Природа мира).
ISBN 5-244-00449-2

Самая длинная граница в мире — граница суши и моря — невероятно изменчива. Между тем население прибрежной зоны огромно, ее хозяйственное значение колоссально. Поэтому так важно иметь комплексное региональное описание морских берегов, которое можно использовать как справочный материал по природе, эволюции и хозяйственной освоенности береговой зоны континентов.
Для широкого круга читателей.

П $\frac{1805040100-065}{004(01)-91}$ 67-90 ББК 26.823

Первично рас-
члененные берега, слабо обработанные морем
Первично ровные берега, слабо обработанные морем
Потамогенные берега
Берега с приливными или ветровыми осушками
Биогенные берега
Термоабразионные и ледяные берега
Абразионно-денудационные берега
Берега, выравнивающиеся под влиянием волн
Берега, выровненные преимущественно волновыми процессами:
с преобладанием абразии
с преобладанием аккумуляции
Вторично расчлененные берега

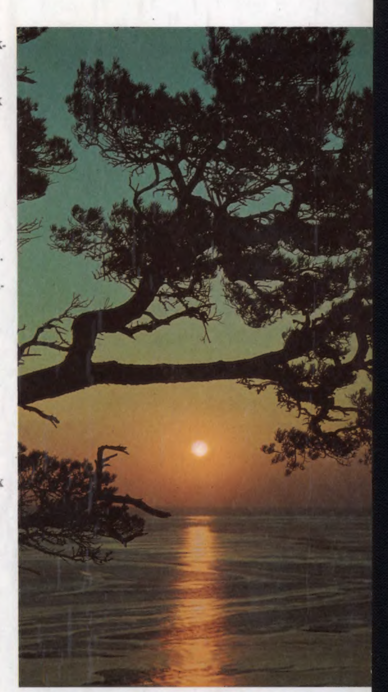
Характер и интенсивность вертикальных движений берегов
относительное поднятие берегов со скоростью, мм/год
более 5
1–5
менее 1
берега, не обнаруживающие заметных признаков поднятия или опускания
относительное погружение берегов со скоростью, мм/год
более 5
1–5
менее 1

ПРИРОДА МИРА

П.А.Каплин,
О.К.Леонтьев,
С.А.Лукьянова,
Л.Г.Никифоров

3 р. 80к.

МОРСКИЕ БЕРЕГА ПРИНАДЛЕЖАТ К ПРИРОДНЫМ ОБЪЕКТАМ, НАИБОЛЕЕ ДИНАМИЧНЫМ И ЧУВСТВИТЕЛЬНЫМ К ЛЮБЫМ АНТРОПОГЕННЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ. В УСЛОВИЯХ СТРЕМИТЕЛЬНО РАСШИРЯЮЩЕГОСЯ ОСВОЕНИЯ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ ЧЕЛОВЕКОМ ОСТРО ВСТАЕТ ПРОБЛЕМА ОХРАНЫ ПРИРОДНОЙ БЕРЕГОВОЙ СРЕДЫ. В СВЯЗИ С ЭТИМ КРАЙНЕ ВАЖНО ОБОБЩИТЬ ИМЕЮЩИЙСЯ МАТЕРИАЛ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВ МИРОВОГО ОКЕАНА. ЭТОЙ АКТУАЛЬНОЙ ЗАДАЧЕ И ПОСВЯЩЕНО ДАННОЕ СПРАВОЧНОЕ ИЗДАНИЕ, ПРОДОЛЖАЮЩЕЕ ЦИКЛ КНИГ, ВЫХОДЯЩИХ ПОД РУБРИКОЙ «ПРИРОДА МИРА».
В ЭТОЙ КНИГЕ ВПЕРВЫЕ В МИРОВОЙ ПРАКТИКЕ ОБОБЩЕНЫ ЗНАНИЯ О МОРСКИХ БЕРЕГАХ В ГЛОБАЛЬНОМ МАСШТАБЕ. В НЕЙ В СИСТЕМАТИЗИРОВАННОМ ВИДЕ СОДЕРЖАТСЯ СВЕДЕНИЯ О ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ, ТИПАХ, ДИНАМИКЕ И ЭВОЛЮЦИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ, ДАНЫ ИХ ПРИРОДНО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ. ПРИВЕДЕННАЯ В КНИГЕ ИНФОРМАЦИЯ О МОРСКИХ БЕРЕГАХ МОЖЕТ СЛУЖИТЬ БАЗОЙ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ХОЗЯЙСТВЕННЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГРАММ ПРИ ОСВОЕНИИ И ОХРАНЕ ПРИБРЕЖНЫХ ЗОН МИРОВОГО ОКЕАНА.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЫСЛЬ»